ASOCIACION ESPAÑOLA PARA EL ESTUDIO DEL CUATERNARIO

VIII REUNION NACIONAL SOBRE CUATERNARIO

Valencia, 16-20 de septiembre de 1991

MEDIOS SEDIMENTARIOS, CAMBIOS AMBIENTALES Y HABITAT HUMANO

DEPARTAMENT DE GEOGRAFIA

SERVEI D'INVESTIGACIÓ PREHISTÒRICA

ASOCIACION ESPAÑOLA PARA EL ESTUDIO DEL CUATERNARIO

VIII REUNION NACIONAL SOBRE CUATERNARIO

VALENCIA, 16-20 DE SEPTIEMBRE DE 1991

GUIA DE LAS EXCURSIONES

"MEDIOS SEDIMENTARIOS, CAMBIOS AMBIENTALES Y HABITAT HUMANO"

DEPARTAMENT DE GEOGRAFIA DE LA UNIVERSITAT DE VALÈNCIA
SERVICIO DE INVESTIGACION PREHISTORICA DE LA DIPUTACION DE VALENCIA

EDICION PREPARADA POR:
•DEPARTAMENT DE GEOGRAFIA DE LA UNIVERSITAT DE VALÈNCIA
•DEPARTAMENTO DE PREHISTORIA Y ARQUEOLOGIA DE LA UNIVERSIDAD DE VALENCIA
•SERVICIO DE INVESTIGACION PREHISTORICA DE LA DIPUTACION DE VALENCIA

Depósito Legal: V-2.451-1991
I. S. B. N.: 84-7795-041-5
Imprime: Imprenta Provincial de la Diputación de Valencia

VIII REUNION NACIONAL SOBRE CUATERNARIO

INDICE

EXCURSION A.
Cuaternario litoral de la provincia de Castellón 9

EXCURSION B.
Evolución del sector costero meridional valenciano durante el Pleistoceno Medio, Superior y Holoceno 21

EXCURSION C.
Cuaternario continental de la cuenca media del río Túria 79

EXCURSION D.
La llanura aluvial del Turia y la Albufera de Valencia 101

EXCURSION E.
La llanura aluvial del río Xúquer 125

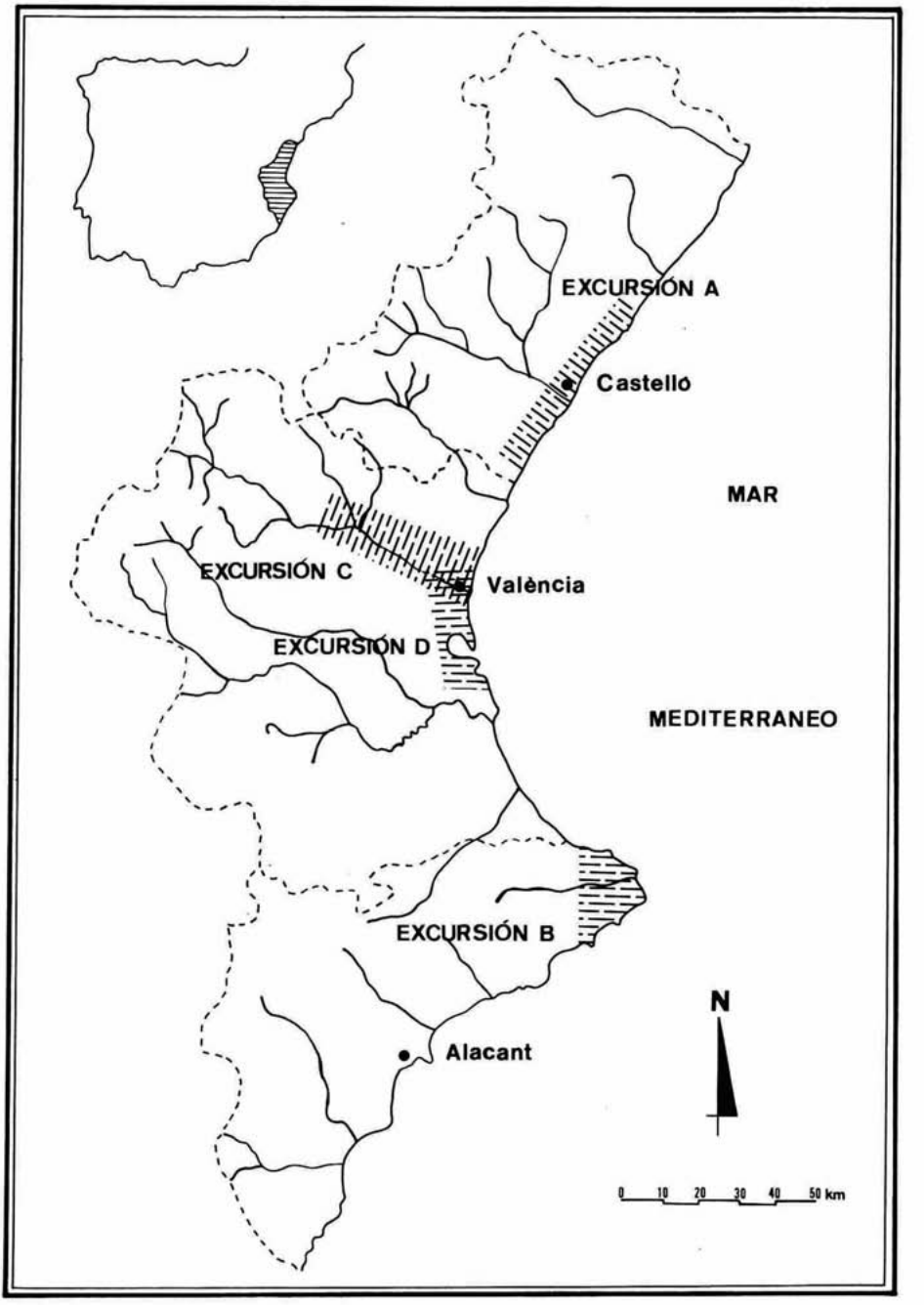


FIGURA 1
Mapa general de los itinerarios de las excursiones

EXCURSION A

CUATERNARIO LITORAL DE LA PROVINCIA DE CASTELLON TRAMO COMPRENDIDO ENTRE ALMENARA Y TORREBLANCA*

Coordinadores:
E. SANJAUME, F. GUSI

Colaborador:
J. PARDO

* El contenido científico de este trabajo se ha beneficiado del proyecto «Pleistoceno superior y Holoceno en el área valenciana» DGCYT PB 89-0524.

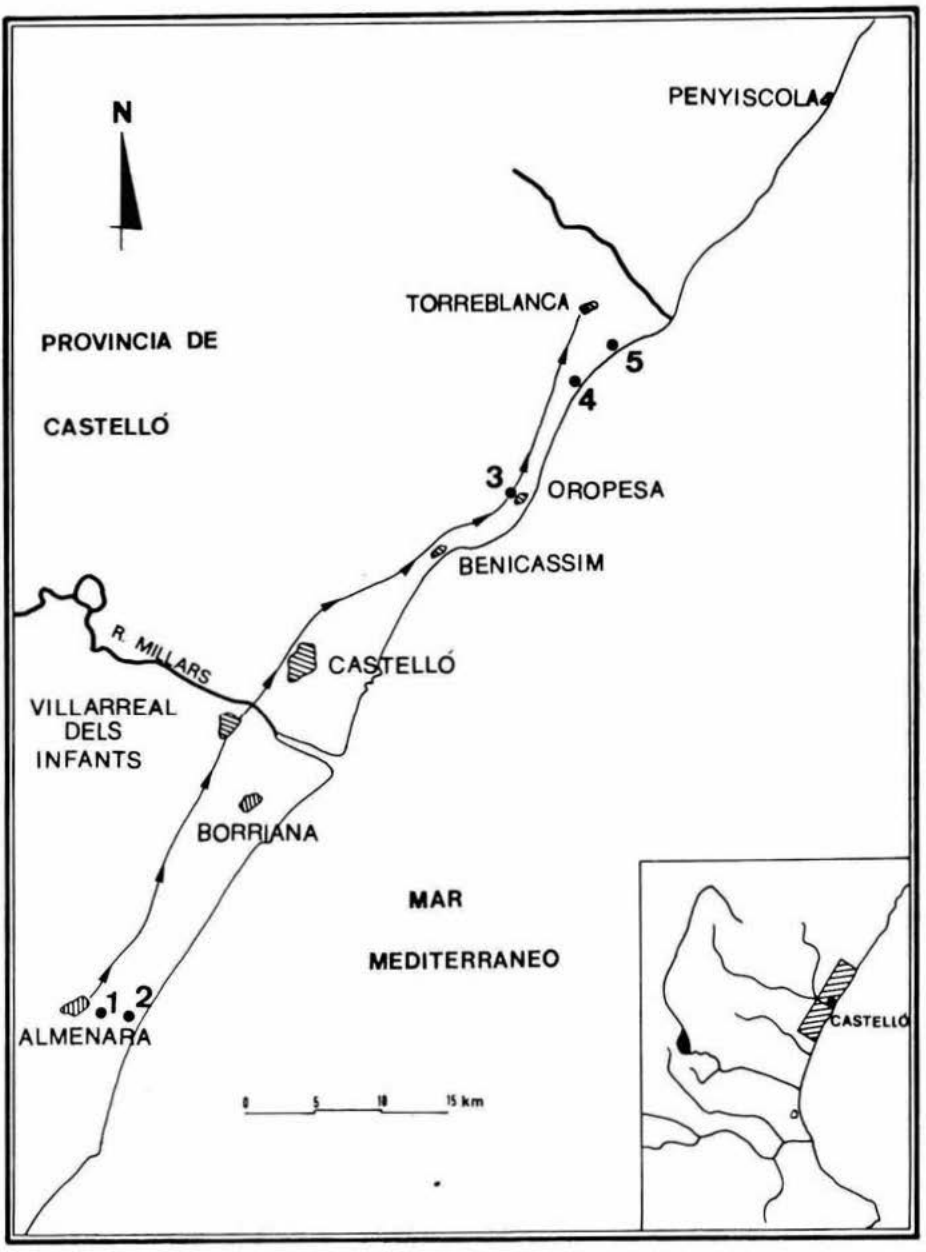


FIGURA 2
Itinerario excursión A

I. PARADA 1 Y 2. ELS ESTANYS D'ALMENARA

I.1. Evolución de la albufera de Els Estanys d'Almenara

Eulàlia Sanjaume y Josep Pardo**

LA albufera dels Estanys d'Almenara ha seguido una evolución semejante a la experimentada por el resto de las albuferas valencianas. La restinga actual —prescindiendo de la posible existencia de formaciones anteriores y de las modificaciones que pueden haberse producido como consecuencia de los cambios del nivel del mar durante el Cuaternario— se ha generado a partir de una barra submarina, gracias al escaso gradiente de la zona antelitoral y a los materiales que han proporcionado los ríos Belcaire y Millars. Minerales de este último río se han reconocido hasta la desembocadura del Turia (SANJAUME, 1984).

La deriva litoral en este sector presenta, como en el resto del óvalo valenciano, una componente neta en dirección N-S. Los oleajes más efectivos son los del primer cuadrante, ya que los *fetchs* máximos llegan a la costa con una dirección entre NE y ENE. Así pues, con los temporales de levante el mar consigue su máxima efectividad erosiva.

La actual restinga, de 13'5 km de longitud y una anchura que oscila entre 300 y 700 m, arranca de la desembocadura del Belcaire —que ha experimentado varias difluencias hacia el sur, abarcando en conjunto un total de 2'8 km— y se prolonga hasta las inmediaciones del cono aluvial del Palancia. Aunque el aguazal en la actualidad no presenta ninguna gola, es probable que la haya tenido en el pasado y se ubicaría en el límite entre los términos municipales de la Llosa y Almenara, ya que en este punto se produce un notable estrechamiento. (Fig. n.º 3)

El aspecto pedunculado de algunos tramos de esta formación podría indicar que la misma ha funcionado como flecha de punta libre en algún momento, de este modo, los distintos pedúnculos se corresponderían con los sucesivos ganchos de la flecha. Las flechas litorales suelen ser arenosas. Sin embargo, las características texturales del material actual de estas playas, en las que predominan los cantos, impiden que se pueda atribuir esta génesis a la restinga holocena. La fuerte presencia de cantos en la playa de Almenara sugiere un predominio, al menos en la actualidad, del transporte transversal y, en consecuencia, de su génesis a partir de una barra submarina (SANJAUME, 1985a). Con todo, no se puede descartar la hipótesis de una evolución tipo flecha para épocas anteriores. Los restos de calcoarenita encontrados en la parte interna de la restinga demuestran que el material arenoso fue tan abundante en el pasado que permitió, incluso, la edificación de algunas alineaciones dunares. Es evidente, pues, que en aquellos momentos las condiciones de suministro podían favorecer la creación de una flecha litoral que habrá evolucionado posteriormente a barra, al cambiar la textura de los materiales de los que se nutría.

La formación holocena, por tanto, se apoya y/o se adosa a una formación más antigua —presumiblemente pleistocena— que parece haber experimentado alguna pulsación positiva, que habría sido la responsable del desmantelamiento de casi la totalidad de las dunas. En la actualidad estas formaciones permanecen ligeramente por debajo de los sedimentos de playa holocenos y, en determinados puntos, se encuentran recubiertos por sedimentos palustres. Informaciones orales de los agricultores de la zona indican la existencia de restos de arena fuertemente cementada —podría tratarse de un nivel de playa o de formaciones dunares— a unos 50 cm de profundidad, en los campos de cultivo que se extienden entre la probable restinga fósil y la playa (SANJAUME, 1985b).

La albufera, que era bastante estrecha en Xilxes, se ensancha notablemente en los términos de la Llosa y Almenara, donde la zona anfibia llegaba hasta el pie del Punt del Sit (110 m). Esta elevación, junto con el Cabeçol, la Muntanyeta Negra, el Castellar y la Rabassa, constituyen el límite occidental de la albufera que se encuentra enmarcada, además, por los aluviones del Belcaire al norte y el cono del Palancia al sur.

En otras épocas la persistencia de la zona pantanosa quedaba asegurada por los *ullals* o fuentes subacuáticas, de las cuales sólo se mantienen funcionales los que nutren las tres lagunas situa-

* Departament de Geografia. Universitat de València.

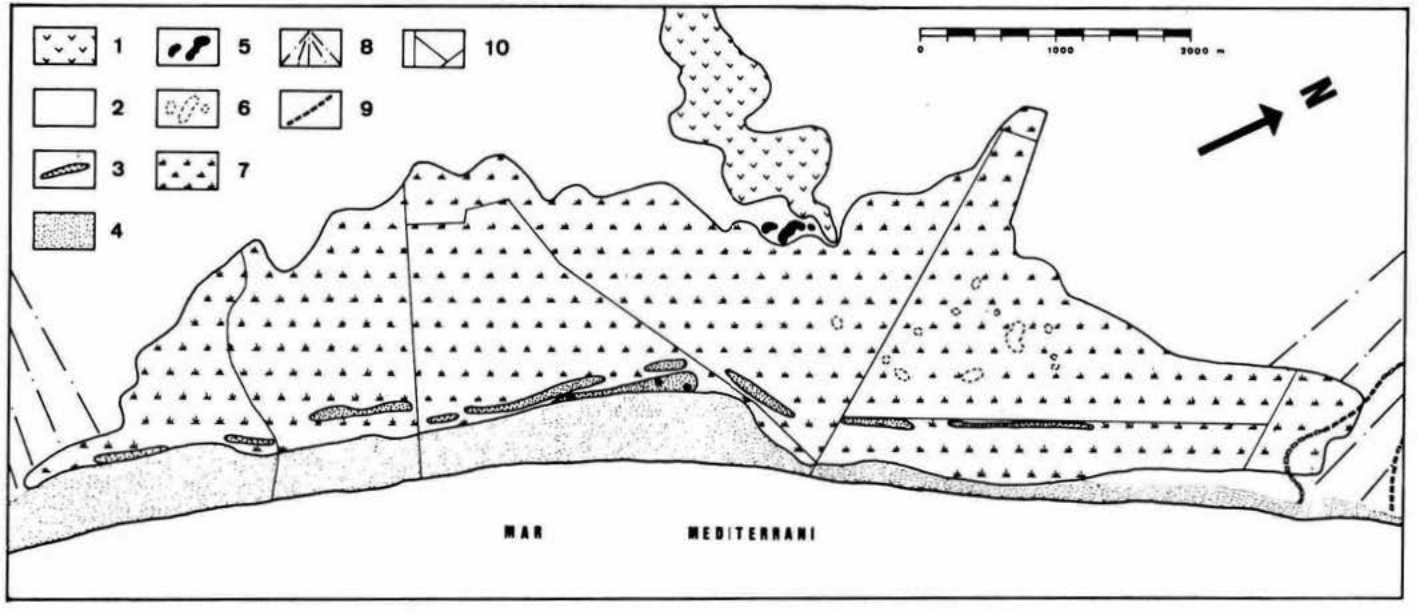


FIGURA 3
Esquema geomorfológico dels Estanys d'Almenara.
1: afloramientos triásicos.
2: pleistoceno continental.
3: calcoarenitas.
4: restinga actual.
5: estanys.
6: ullals.
7: marjal.
8: abanico aluvial.
9: paleocauces.
10: carreteras

das al pie de la Penya de l'Estany. La más septentrional y la central, l'Estany Gran, proporcionan caudales abundantes, mientras que la del sur parece alimentarse de las anteriores. La superficie de l'Estany Gran se encuentra actualmente a unos 8-9 m s.n.m., y su profundidad oscila entre 4 y 10 m (ROSSELLÓ, 1975). Al interior de la zona palustre se pueden localizar, mediante foto aérea, otros ocho *ullals* aunque de dimensiones reducidas y prácticamente sin funcionalidad.

I.2. El yacimiento epipaleolítico de Els Estanys d'Almenara

*Francesc Gusi**

Las lagunas de Almenara se hallan formadas por tres pequeños estanques próximos entre sí, de perímetros irregulares, situados aproximadamente a 1 km de la costa en línea recta. Las dimensiones máximas de la laguna central, que es la mayor de las tres, son 300 m de longitud y 200 m de anchura; la laguna mediana alcanza los 275 por 225 m en sus ejes máximos, y la menor es de 125 por 50 m. El fondo de las paredes de dichas lagunas se halla constituido por una arcilla de color gris blancuzco, de probable origen aluvial; por debajo de esta capa hay un nivel de arenas finas y medianas.

La laguna central, tiene en su fondo abundante material de época romana y medieval, así como un yacimiento prehistórico, situado por debajo de la extensa capa de cerámica histórica existente.

El yacimiento corresponde a un momento del Epipaleolítico tipo Cocina, situado cronológicamente entre finales de Cocina II y Cocina III.

El yacimiento de l'Estany Gran supone un hábitat autóctono y estable. Hay que excluir toda procedencia alóctona de sus materiales desde un yacimiento primario, como parecen indicar los datos de morfología lítica referida al troceado de la materia prima: la enorme cantidad de productos de troceado para la escasa superficie prospectada, la estimable cantidad de núcleos no agotados, el hecho de que algunas láminas se superpongan a su núcleo y otras procedan de un determinado núcleo indican que nos encontramos, ante un taller *in situ*. Entre el material epipaleolítico de l'Estany Gran de Almenara nos encontramos con raspadores, perforadores, lascas y láminas con borde abatido, laminitas con borde abatido, muescas y denticulados, truncaduras, microlitos geométricos, (trapecios asimétricos, trapecios con un lado cóncavo, trapecios con dos lados cóncavos, triángulos escalenos e isósceles) y microburiles.

I.3. El yacimiento paleontológico de Casablanca, Almenara

*Francesc Gusi**

El yacimiento se sitúa dentro de los límites de una antigua cantera de explotación de caliza, en la última estribación de la Serra d'Espadà, en los llamados Montes de Almenara. En el extremo oriental de éstos se ubica el yacimiento de Casablanca, a 1'5 km de la línea de costa.

Las colinas que rodean el conjunto de Casablanca están formadas por areniscas y cuarcitas de edad triásica, si bien las que albergan el yacimiento están constituidas por materiales calcáreos de cronología más reciente. Estas elevaciones están rodeadas por materiales calcáreos de cronología más reciente. Estas elevaciones están rodeadas por materiales cuaternarios de origen diverso, coluviales de laderas, arrastres de limos y arcillas de los relieves cercanos y por limos y arcillas de albufera. Como es característico en las zonas calcáreas, también la colina de Casablanca presenta signos de carstificación, especialmente microformas exocársticas; los trabajos de la cantera han permitido una visualización excepcional de las distintas cavidades de desarrollo dominante vertical y que están completamente colmatadas. El relleno está formado por arcillas y brechas.

* Servicio Arqueológico. Diputación de Castelló de la Plana.

El yacimiento de Almenara constituiría una antigua caverna ampliamente desmantelada por la erosión, la cual quedaría luego colmatada por diversos sedimentos. La presencia de una estalagmita, que aparece enterrada bajo los materiales fosilíferos del sector NE, podría apoyar decididamente esta interpretación.

Dentro de la secuencia estratigráfica de Casablanca, fundamentalmente constituida por sedimento arcilloso de *terra rossa*, se ha detectado un abundantísimo depósito de microfauna y macrofauna.

Dentro de la microfauna, se han reconocido las siguientes especies: *Mimomys* (*Kislangia*) aff. *rex*; *Mimomys* aff. *medasensis* Michaux; *Mimomys tornensis* Van der Meulen; *Stephanomiys progressus* Cordy; *Castillomys crusafonti* n. ssp; *Apodemus mystacinus* Danford and Alston; *Eliomys quercinus* ssp.; *Talpa* sp. *Desmana* sp.; *Prolagus* aff. *calpensis* López, lo que nos daría una cronología de 1'9 millones de años y señalaría la fase antigua de su depósito. La fase final vendría dada por la ausencia de *Allophaiomys*, cuya emigración se calcula en 1'6 millones de años, momento de coincidencia con la fase fría Euboriense, así como con la presencia del Mimomys *tornensis*, que alcanza el final del Villanyiense centroeuropeo.

Las especies de macrofauna son: *Ursus etruscus* Cuvier; *Pachycrocuta* cf. *brevirostris* Aymard, *Felis* sp.; Perisodàctilos: *Equus stenonis* sp.; *Rhinocerotidae* indet.; *Articdactila*: *Cervus* cf. *philisi* Schaub; *Gazellispira torticornis* Aymard; *Ovibovini* indet. Este conjunto faunístico corresponde al Plioceno final o Villafranquiense medio.

La clasificación cronológica de los restos faunísticos nos sitúan el yacimiento de Casablanca entre los 2 millones y los 1'6 millones de años.

II. PARADAS 3, 4 Y 5. SECTOR ORPESA-TORREBLANCA

II.1. Aspectos geomorfológicos de la albufera de Torreblanca

Eulàlia Sanjaume y Josep Pardo**

La presente descripción se basa en un estudio previo realizado por SEGURA, SANJAUME Y PARDO (en prensa). El litoral septentrional del País Valenciano está formado por un conjunto de *horst* y *graben* alternos y en una de estas fosas, la de Orpesa-Torreblanca se halla ubicada la albufera de Torreblanca. Este *graben* está conectado por el N con la fosa de l'Estopet y la Serra d'Irta, mientras que al W limita con la Serra de la Valldàngel oriental y por el S con la Serra del Desert de les Palmes.

El basamento de la fosa está formado por materiales secundarios de tipo calcáreo. Por encima se detecta la presencia de un Mioceno con diferentes facies. En la base aparece un Mioceno superior marino sobre el que se asienta una facies litoral perteneciente al mismo período. Sobre ella descansa otra lacustre de menor potencia que podría indicar la existencia de albuferas terciarias. En conjunto estas facies tendrían una potencia superior a los 250 m en la costa.

El límite entre el Plioceno y el Cuaternario no ha podido establecerse con claridad. En conjunto se trata de depósitos formados por varias facies diferenciadas: una conglomerática, otra formada por arenas, arcillas y limos y otra de turba. La primera seguramente se puede interpretar como depósitos fluviales. Los sedimentos más finos, ubicados cerca de la costa, indican la presencia de albuferas o playas. En estas albuferas en algún momento se habría desarrollado la turba, alcanzando una potencia de 4 m en algunos puntos.

La albufera de Torreblanca se encuentra cerrada por la restinga que se extiende a lo largo de 8 km entre el cono formado por el Riu de les Coves al N y el del Riu Xinxilla-Barranc de la Font del Campello al S. Además de estos conos de mayor envergadura, a los que se adosa la restinga, existen otros conos de menor entidad que la bordean por el W. Estos pequeños abanicos están formados por los barrancos que descienden de la Serra de la Valldàngel oriental. Su coalescencia forma una pequeña acera aluvial que no sólo delimita la parte interna de la albufera, sino

* Departament de Geografia. Universitat de València.

que en algunos puntos provoca el notable estrechamiento de la misma (Barranc del Toll y Rambla de Manyes).

En la actualidad la albufera de Torreblanca se halla en un estado muy avanzado de colmatación. Ahora bien, a diferencia de la mayor parte de las albuferas valencianas, no se encuentra totalmente desecada. Su alimentación hídrica proviene de los numerosos *ullals* (manantiales de agua dulce que afloran en superficie dentro de la zona pantanosa) localizados en la misma. Son más numerosos en la parte septentrional de la albufera, siendo los más importantes los denominados de la Boca d'Infern. En estos puntos se produce un gran aporte hídrico que favorece el desarrollo de abundante vegetación palustre, parte de la cual se transformó en turba durante el Holoceno.

La restinga actual presenta algunas características especiales. Por una parte, el grueso calibre de sus materiales, cuyo tamaño medio supera los 9 cm de diámetro en algunos puntos. Por otra, su escasa anchura, que oscila entre 8'5 y 95 m Finalmente, su morfología de *ridge* y la existencia de numerosos *washover fans* (SANJAUME, SEGURA, PARDO, 1990). Estas peculiaridades hacen que esta restinga sea la más original de todo el País Valenciano.

De acuerdo con la textura y la anchura de la restinga se pueden distinguir tres tramos. El septentrional, más estrecho, formado casi exclusivamente por cantos, se extiende hasta las inmediaciones del Quarter Vell. La parte central, los aledaños del Quarter Vall, es eminentemente arenosa y la playa presenta una anchura bastante superior a la del *ridge* de cantos. Por último en el sector meridional, que finaliza en Torre la Sal, aparecen de nuevo los cantos, aunque la cantidad de arena existente en este tramo adquiere cierta importancia.

Por otra parte también existen diferencias entre la parte interna y la parte externa de la restinga. En la primera hay un predominio de cantos de mayor calibre recubiertos por una pátina grisácea. Éstos forman los *washover fans* que penetran en la albufera por algunos puntos. En la parte externa disminuye el tamaño de los cantos, que no presentan pátina debido a su lavado por el oleaje y en ellos se generan tanto bermas como *beach cusps*.

Además hay que señalar que en la parte septentrional de la restinga —aproximadamente hasta la Gola Central— intercalados entre los cantos aparecen una serie de niveles continentales que alternan con otros de limos negros y turba. La turba se prolonga mar adentro, lo que permite suponer que la albufera tenía una mayor extensión en el pasado.

Todo este litoral es muy rico en eolianitas. Se han localizado diversos restos tanto emergidos como sumergidos. En el sector meridional se encuentran varios afloramientos de dunas fósiles, entre los que destacan los de las inmediaciones de la desembocadura del Riu Xinxilla, de Torre la Sal y los que se encuentran delante del CIBIMA. Aunque no existen dataciones absolutas, MATEU (1982) los consideró como restos de una antigua restinga tirreniense. Estos afloramientos emergidos van perdiendo entidad a medida que avanzamos hacia el N desapareciendo por completo al N del Quarter Vell.

Sin embargo, los afloramientos sumergidos presentan una mayor extensión ya que pueden seguirse a lo largo de casi toda la restinga. Por otra parte hay que señalar que entre los cantos de la restinga se han encontrado numerosos fragmentos de eolianita, más abundantes en el sector septentrional que en el meridional. Además, también se han encontrado diseminados entre los cantos algunos trozos de playa fósil. Desde el Quarter Vell hasta las inmediaciones la Gola del Trenc aparece *in situ* un nivel consolidado de arenas y cantos. Aunque no contiene fósiles, los estudios granulométricos confirman que se trata de un nivel de playa.

La evolución cuaternaria continental habría sido la siguiente:

—El Cuaternario continental está representado en la zona por los conos aluviales formados por los barrancos adyacentes. La evolución de los conos es bastante compleja y responde al esquema diseñado por SEGURA (1987). En general se trata de conos progradantes, en los que se pueden distinguir varios niveles pertenecientes a diferentes momentos del Cuaternario. El nivel más antiguo (C_2), perteneciente al Pleistoceno inferior y medio, forma un auténtico conglomerado. Los materiales del Pleistoceno superior, bastante sueltos, están formados también por cantos englobados en una matriz de materiales finos (C_1). Por último, los depósitos holocenos son materiales finos y su escasez de cantos es notable (C_0).

—La situación de los diferentes niveles varía de unos conos a otros. En el caso del cono del Riu de les Coves-Font del Campello los depósitos del Pleistoceno superior recubren a los del Pleistoceno más antiguo, por lo que éstos no afloran en superficie. En las proximidades de la costa

aparece el nivel holoceno. El resto de los conos —tanto el del Riu de les Coves, como los de los pequeños barrancos que bordean la albufera— presentan una disposición ligeramente diferente. En la parte más próxima al retablo montañoso se sitúa en superficie el nivel C_2, que aguas abajo es sustituido por los materiales del nivel C_1 y ya en la costa se sitúan los sedimentos holocenos.

—Por otra parte, el cono del Riu de les Coves presenta dos peculiaridades importantes. Por una parte la Rambla del Seguet durante parte del Pleistoceno no confluía con el Riu de les Coves, sino que desaguaba más hacia el sur ayudando de una manera más directa a la colmatación de la albufera. Por otra, la existencia de paleocauces indica que entre el Pleistoceno medio y el superior se produjo una gran inestabilidad en el cauce. Como consecuencia de estos cambios de trazado los depósitos de este período no forman un cono propiamente dicho, aunque también es posible que se extendieran mar adentro y que en la actualidad hayan desaparecido a consecuencia de la acción erosiva del oleaje.

Por lo que respecta al Cuaternario marino, a partir de las observaciones de campo y de los resultados obtenidos de los análisis mineralógicos, se puede aventurar una hipótesis acerca de la evolución de esta zona. La explicación es ciertamente compleja, dado que no poseemos dataciones absolutas y que no han podido muestrearse los afloramientos submarinos situados a mayor profundidad. A pesar de todo, a falta de confirmaciones más precisas se ha establecido la siguiente secuencia evolutiva. (Fig. n.º 4)

—Aunque no hemos encontrado *in situ* ningún afloramiento de playa con fósiles, los fragmentos de lumaquela con *Glycimeris*, localizados en la parte septentrional de la restinga parecen sugerir que se trata de la playa más antigua de todo el conjunto. Por su similitud con otras playas pleistocenas encontradas en el litoral valenciano (ROSSELLÓ, y CUERDA, 1978; CUERDA y SANJAUME, 1978; MATEU y CUERDA, 1978; SANJAUME y GOZÁLVEZ, 1978; GOZÁLVEZ y ROSSELLÓ, 1978) presumimos que podría tratarse de un nivel Tirreniense II. Sin embargo, sólo las dataciones absolutas en curso de realización podrán confirmar esta suposición. Por tanto este nivel se denominará como Torreblanca I.

—Los afloramientos de duna fósil y los fragmentos sueltos de eolianitas encontrados sobre el *ridge* de la parte septentrional de la restinga, por sus afinidades mineralógicas y por el tamaño y morfología de los minerales densos con los materiales de la playa mencionada anteriormente, podrían atribuirse al período regresivo posterior. Llama la atención el hecho de que los afloramientos emergidos de dunas pleistocenas sólo aparecen en el sector meridional de la restinga, mientras que no afloran, pero son muy abundantes los fragmentos de eolianita en el sector septentrional. La explicación podría estar relacionada con la mayor progradación del cono del Riu de les Coves (SEGURA, 1987). Así las dunas que se formarían en las inmediaciones de este cono se encuentran en la actualidad a mayor profundidad que las que se generan en las inmediaciones del cono del Riu Xinxilla, ya que este cono ha progradado poco durante el Pleistoceno superior (SANJAUME y SEGURA, 1986).

—Los afloramientos de playa cementada de cantos que sólo encontramos en el sector septentrional de la restinga corresponderían a una nueva pulsación positiva que denominamos como Torreblanca II.

—Durante la regresión posterior, la progradación de los conos periféricos debió ser importante, dado que sobre las dunas posteriores al nivel Torreblanca I (Riu Xinxilla y CIBIMA) se encuentra un nivel erosivo formado por limos que engloban cantos rodados angulosos y restos de costra calcárea. También se ha observado en algunos puntos la existencia de una coraza de limos rosados, mientras que en otros afloramientos se observa una alternancia de capas de espesor milimétrico de limos rosados y arenas (hasta siete niveles en algunos casos). Este último hecho parece indicar que se habría producido una importante alternancia entre el predominio de vientos del oeste (aporte de limos continentales) y vientos de levante (responsables del transporte de las arenas). No se han encontrado afloramientos de dunas que correspondan a este episodio regresivo. Sin embargo, algunos fragmentos de eolianita encontrados sobre la parte más meridional del *ridge* parecen indicar que puede existir alguna alineación actualmente sumergida. La composición de estos materiales es idéntica a la de la playa Torreblanca II de la que se alimentan.

—La transgresión flandriense constituye un nuevo hito evolutivo. En este momento se formó una restinga de cantos (la base mineralógica es la misma de la playa Torreblanca II) que se extendía entre el cono del Riu de les Coves y del cono conjunto Riu Xinxilla-Font del Campello. En

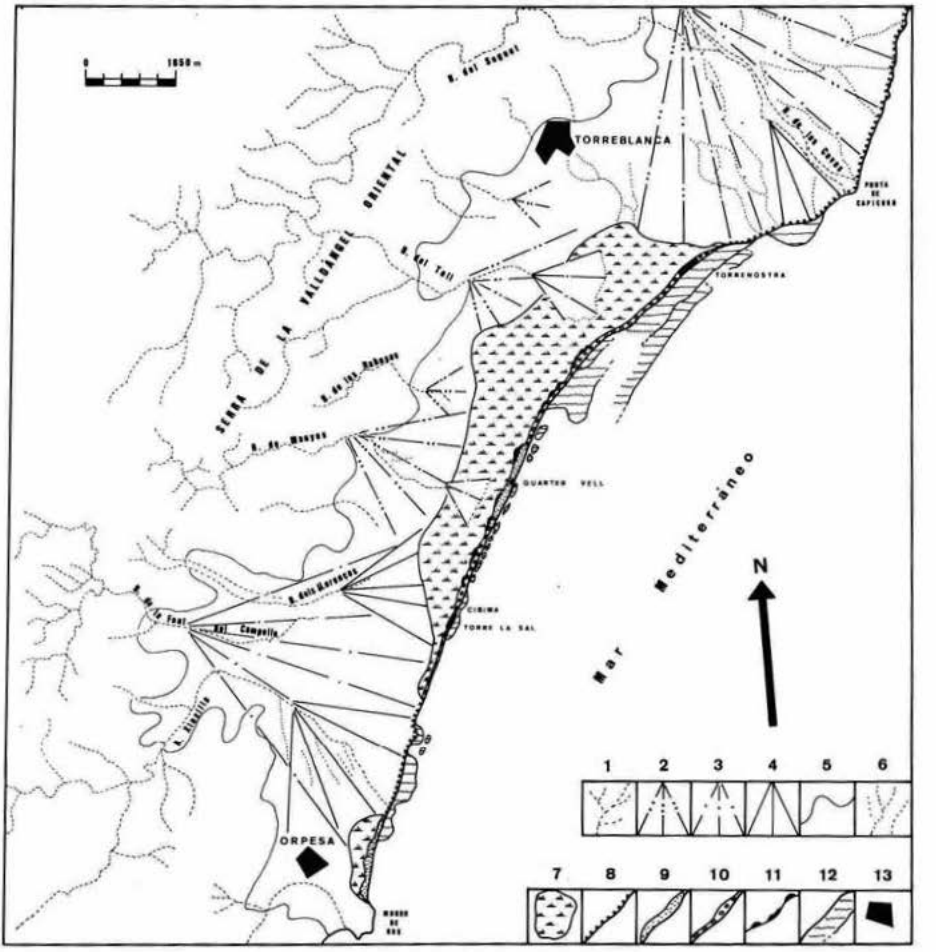


FIGURA 4
Esquema geomorfológico de la Albufera de Torreblanca.
1: ramblas y barrancos.
2: cono aluvial pleistoceno medio.
3: cono aluvial pleixtoceno superior.
4: cono aluvial holoceno.
5: límite del relleno cuaternario.
6: paleocauces y líneas preferenciales de agua.
7: Albufera.
8: playa de cantos.
9: restinga de arena.
10: restinga de cantos.
11: *washover fans*.
12: afloramientos submarinos cuaternarios.
13: poblaciones

este momento la albufera en el sector septentrional sobrepasaría la actual restinga; prueba de ello es la turba que en la actualidad se encuentra por debajo del nivel del mar y el corte de Torrenostra, donde se observan alternancias entre facies lagunares y continentales. Por las observaciones realizadas en el estrán sumergido podemos suponer que los cantos correspondientes a los afloramientos sumergidos más próximos a la línea de costa pertenecían a la restinga flandriense. Desde las inmediaciones de la Gola Central hasta los aledaños del CIBIMA, creemos que la restinga flandriense está aflorando.

—Desde el punto de vista evolutivo en la restinga actual pueden diferenciarse dos tramos. El sector septentrional (hasta las inmediaciones de la Gola Central) es claramente erosivo y ha experimentado un importante retroceso —tanto más marcado cuanto más al N— durante el Holoceno. Por ello en este sector la restinga flandriense ha sido desmantelada casi por completo. En el resto —excepto en la zona arenosa— la restinga actual es la flandriense. Esta afirmación se basa en tres hechos: el calibre de los cantos de la parte interna de la misma, la pátina gris que los recubre y la existencia de un *ridge* de cantos sin pátina de unos 3 m de altura en la parte externa. La presencia de la pátina indica que los cantos no han sido movilizados por el oleaje durante largo tiempo. Por otra parte el *ridge* se está formando durante los temporales más importantes. Dado la altura del *ridge* y la diferencia de calibre entre los cantos del *ridge* (entre 5 y 7 cm de diámetro medio) y los cantos de la parte interna (con medias superiores a los 9 cm) (SANJAUME, SEGURA y PARDO, 1990), no parece probable que dichos cantos hayan sido depositados con las condiciones que presenta actualmente el oleaje. Por tanto la restinga actual está formada por materiales retrabajados de la flandriense.

—Por lo que respecta a la evolución de la zona palustre, cabe suponer que la extensión y posición de la albufera ha experimentado numerosos cambios durante el Cuaternario siguiendo las pulsaciones positivas y negativas del nivel del mar. Debido a la falta de sondeos sólo se conocen noticias acerca del Holoceno. En efecto, el trabajo pionero de MENÉNDEZ AMOR y FLORSCHÜTZ (1961, 91-93) sobre palinología de esta albufera permite aventurar una hipótesis acerca del desarrollo de la turba. Según estos autores en la parte septentrional la estratigrafía es la siguiente: 90 cm de «arcilla humosa», 345 cm de turba y 21 cm de «arcilla humosa». Las dataciones absolutas indican una antigüedad de 6280 ± 85 años a 420 cm, 4210 ± 60 a 245 cm y 1670 ± 45 a 95 cm. De ser ciertos estos datos, la turba se habría desarrollado durante la segunda mitad del Atlántico, el Subboreal y el primer milenio del período Subatlántico. La *ratio* de colmatación de la Albufera sería, según ello, de 7'5 cm/100 años para la turba y de 5 cm/100 años para los depósitos arcillosos. La interrupción en la formación de turba la atribuyen los autores a la intrusión marina producida como consecuencia de la «transgresión subatlántica». Estas intrusiones de agua salada son corroboradas también por COLLADO y ROBLES (1983, 118-120), dado que encuentran especies de moluscos altamente resistentes a los cambios de salinidad.

En definitiva, la presencia de restos pleistocenos marinos en la albufera de Torreblanca hace que esta sea una de las zonas más ricas en afloramientos cuaternarios del N del País Valenciano. Hay que destacar la dualidad de las fuentes de alimentación de este sector: por una parte, los cantos que tienen una procedencia local, ya que han sido suministrados por los barrancos periféricos. Por otra, la fracción densa de las arenas demuestra la importancia que el Río Ebro ha tenido en el abastecimiento de las playas y las dunas pleistocenas. De los estudios realizados se puede deducir la existencia de dos niveles de playa y otros dos de dunas que por el momento no se pueden datar. Finalmente hay que señalar que la restinga actual coincide en buena parte con la restinga flandriense, aunque en la parte septentrional la acción erosiva del oleaje ha desmantelado la restinga previa, lo cual evidencia que en la actualidad la restinga de Torreblanca es de tipo regresivo.

II.2. El yacimiento de la Edad del Bronce de Orpesa la Vella

*Francesc Gusi**

Este yacimiento de la Edad del Bronce se sitúa en un pequeño promontorio que se adentra en el mar y se eleva unos 15 m de altura, ubicándose entre la playa de la Conxa y la Caleta de la Viuda, en el término municipal de Orpesa. Geológicamente este promontorio está formado por calizas y margas del cretáceo inferior.

Actualmente el yacimiento de la Edad del Bronce está muy destruido debido a la remodelación topográfica que sufrió esta punta para la construcción de edificios, así como por la construcción de la fortificación medieval existente.

El yacimiento se inicia a mediados del segundo milenio, con un asentamiento de viviendas de planta rectangular realizadas con un pequeño murete de mampuesto muy mal preparado y subido con material perecedero. Cabe destacar la pavimentación de los suelos y seguramente de las paredes.

Esta fase del yacimiento en cuanto al material cerámico que nos ofrece es el típico de este momento cultural, las vasijas bruñidas con perfiles aquillados por una parte y las formas más redondeadas sin tratamiento de superficie. Cabe destacar las evidencias de utensilios para la fundición de metales, lo que nos indica cierta actividad metalúrgica en el poblado.

El asentamiento parece perdurar durante el Bronce tardío durante toda la primera mitad del primer milenio.

Su situación junto al mar lo hacen idóneo para que reciba en el siglo VII a. C. los primeros contactos coloniales, como así parecen indicarlo las ánforas fenicias Vuillemot R.1 encontradas en los niveles superiores del yacimiento.

Los niveles de época ibérica que nos ofrece el asentamiento están muy destruidos por la construcción medieval, aunque esta fase del poblado queda atestiguada por la presencia de la típica cerámica ibérica decorada con bandas y filetes. Hoy por hoy no parece que este momento ibérico llegue a los siglos finales de la cultura.

La última ocupación del asentamiento vendría indicada por las construcciones medievales de época musulmana que parecen indicarnos la existencia de un punto fortificado.

II.3. El yacimiento ibérico de Torre la Sal, Ribera de Cabanes

*Francesc Gusi**

La costa donde se sitúa este yacimiento ibérico es un área deprimida con antiguas albuferas cerradas por restingas, la cual forma un arco litoral entre la desembocadura del Riu de les Coves y el Penyó de Orpesa, en cuya inflexión máxima se encontraría el asentamiento.

Este yacimiento se sitúa dentro de una de las mayores marismas valencianas, entre las dunas fósiles de las inmediaciones de Torre la Sal, y los relieves mesozoicos próximos al Hotel Koral (Orpesa), en un lugar donde la restinga se ensancha formando una pequeña elevación rodeada de tierra, dentro de las marismas. Al mismo tiempo, la presencia de eolianitas indica la importancia de la erosión marina, el oleaje destruye los restos de edificaciones ibéricas situados en la misma línea actual de playa, predominando la tendencia regresiva de la costa y acumulando a escasos metros, un cordón de gravas.

Desde el año 1979 que comenzaron los primeros trabajos de prospección submarina, hasta hoy, se han ido constatando restos arqueológicos, tanto en tierra como bajo mar. Frente a los restos constructivos de la playa, a 600 m del litoral se ha comprobado la presencia de abundantes muestras de ánforas de época romana (siglos II-I a. C.) con algún otro resto anfórico más antiguo y que cronológicamente, pertenecería al asentamiento ibero-romano de la costa.

El retroceso de la línea de costa es bien visible en este tramo de playa, ya que muchos restos arquitectónicos han desaparecido en menos de diez años. Adentrándose en la mar, se aprecian

* Servicio Arqueológico. Diputación de Castelló de la Plana.

los restos desmantelados de muros en una longitud de 50 m, aunque tras los temporales, es posible ver más extensión al retirarse las arenas. Las excavaciones efectuadas cerca de la actual Torre han puesto al descubierto la continuidad de estructuras de habitación y almacenaje de productos relacionados con el área de desembarco, un nivel fechado sobre el siglo VI-V a. C. y una serie de remodelaciones efectuadas entre los siglos II y I a.C.

Al estar situado en una área de marismas, el nivel freático delimita una profundidad de excavación de 1'20 m. en época estival, pero dichos restos continuan a mayor profundidad. Al mismo tiempo, se ha formado una costra de 0'40 m. del nivel de tierra actual, muy dura por una sucesión de pequeñas capas de arcilla y arena endurecida por la mayor permanencia del nivel freático a esta profundidad, durante años, aunque esta formación es muy posterior al asentamiento ibérico ya que se han quedado adheridas a restos cerámicos y muros ya existentes.

El yacimiento de Torre la Sal, se asentaría en una restinga hacia fines del siglo VI a.C., como lugar de llegada de productos itálicos, nos indica un surgimiento en el siglo II-I a. de J.C., tras un periodo de abandono del siglo IV-III a. de C.

BIBLIOGRAFIA

COLLADO, M.A. y ROBLES, F. 1983: Estudio de las asociaciones de moluscos de la turbera holocena de Torreblanca (Castellón). *Mediterránea Ser. Geol.*, 1, pp. 105-142.

CUERDA, J. y SANJAUME, E. 1978: Datos paleontológicos y sedimentológicos del litoral pleistoceno de Santa Pola. *Cuadernos de Geografía*, 23, Valencia, pp. 19-62.

FORTEA, J. 1975: Tipología, hábitat y cronología relativa del Estany Gran de Almenara. *Cuad. de Prehistoria y Arqueología Castellonense*, 2. Castellón de la Plana, pp. 22-37.

GOZÁLVEZ, V. y ROSSELLÓ, V.M. 1978: La Serra del Molar y sus yacimientos pleistocenos. *Cuadernos de Geografía*, 23, Valencia, pp. 107-122.

GUSI, F. 1974: Excavación del recinto fortificado del Torrelló de Onda (Castellón). *Cuad. de Prehistoria y Arqueología Castellonense*, 1. Castellón de la Plana, pp. 19-62.

MATEU BELLÉS, J.F. 1982: *El Norte del País Valenciano. Geomorfología litoral y prelitoral.* Universitat de València, Valencia, 286 pp.

MATEU, J.F. y CUERDA, J. 1978: Morfología cuaternaria de la costa entre l'Altet y el Cap de Santa Pola. *Cuadernos de Geografía*, 23, Valencia, pp. 63-82.

MENÉNDEZ, J. y FLORSCHÜTZ, F. 1961: Contribución al conocimiento de la historia de la vegetación en España durante el Cuaternario. *Estudios Geológicos*, vol. XVII, pp. 83-99.

ROSSELLÓ, V.M. 1975: El medio geográfico dels Estanys d'Almenara y su hábitat arqueológico. *Cuadernos de Prehistoria y Arqueología Castellonenses*, 2, Castellón, pp. 14-21.

ROSSELLÓ, V.M. y MATEU, J.F. 1978: El litoral cuaternario de Santa Pola. *Cuadernos de Geografía*, 23, Valencia, pp. 1-18.

SANJAUME, E. 1974: El cordón litoral de la Albufera de Valencia. *Cuadernos de Geografía*, 14, Valencia, pp. 61-96.

SANJAUME, E. 1985: La calcoarenita de la restinga dels Estanys d'Almenara. En *Pleistoceno y Geomorfología litoral, Homenaje a Juan Cuerda*, Universitat de València, Valencia, pp. 175-188.

SANJAUME, E. 1985: *Las costas valencianas. Sedimentología y morfología.* Universitat de València, Valencia, 505 pp.

SANJAUME, E. y GOZALVEZ, V. 1978: L'Albufera d'Elx y su litoral. *Cuadernos de Geografía*, 23, Valencia, pp. 83-106.

SANJAUME, E. y SEGURA, F.S. 1986: Análisis morfológico y sedimentológico de la llanura aluvial entre Orpesa y la Ribera de Cabanes. *Saitabi*, XXXVI, Valencia, pp. 365-397.

SANJAUME, E., SEGURA, F.S. y PARDO, J.E. 1990: Procesos y formas en una restinga en retroceso: el caso de la Albufera de Torreblanca. *1ª Reunión Nacional de Geomorfología*, Teruel, pp. 375-384.

SEGURA, F.S. 1990: *Las ramblas valencianas.* Universitat de València, Valencia, 229 pp.

CUATERNARIO LITORAL DE LA PROVINCIA DE ALICANTE SECTOR PEGO-MORAIRA*

Coordinadores:
Mª P. FUMANAL, V. VILLAVERDE, J. BERNABEU

Colaboradores:
E. BADAL, G. BELLUOMINI, R. BUXÓ, J. CASABÓ, M. DUPRÉ, C. FERRER, J. GISBERT, P. GUILLEM, R. MARTÍNEZ, G. MATEU, J. REY, Mª J. RODRIGO, L. SOMOZA, J. USERA, Mª J. VIÑALS

Patrocinadores:
AYUNTAMIENTO DE DÉNIA
AYUNTAMIENTO DE XÀBIA

* El contenido científico de este trabajo se ha beneficiado de los proyectos «Pleistoceno superior y Holoceno en el área valenciana» DGCYT PB 89-0524; «Secuencia cultural, Paleoeconomía y Medio Ambiente en el País Valenciano entre el Solútreogravetiense y la Edad del Bronce» DGCYT PB 87-0722-C02-00, IGCP PROJECT 274.

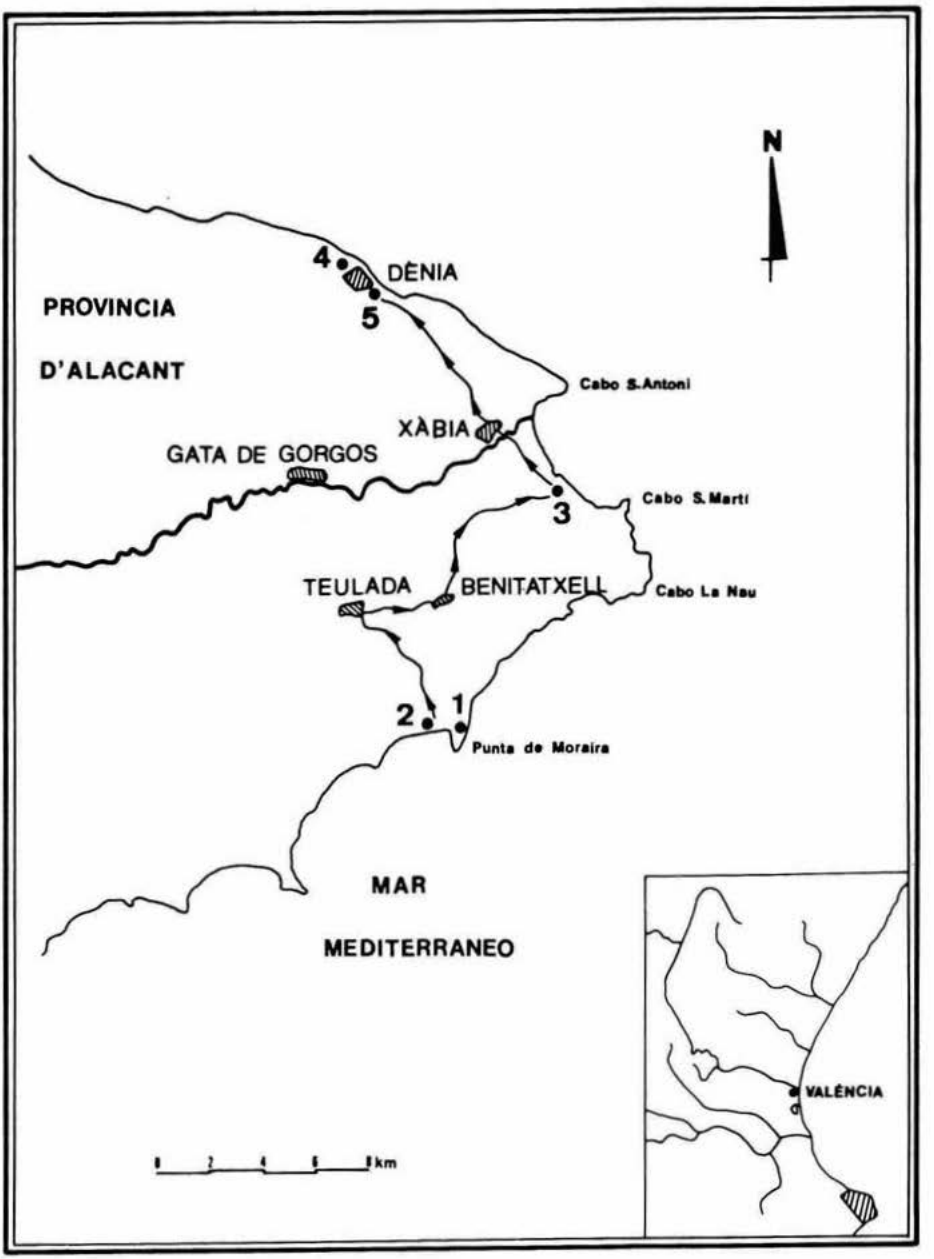


FIGURA 5
Puntos de parada de la Excursión B

I. PARADA 1. EL HOMBRE Y SU ENTORNO

1.1. La Cova de les Cendres (Moraira. Teulada)

Ernestina Badal*, Joan Bernabeu*, Ramón Buxó***, Michèle Dupré**, Mª Pilar Fumanal**, Pere Guillem*, Rafael Martínez*, Mª José Rodrigo* y Valentín Villaverde*

LA Cova de les Cendres está situada en la Punta de Moraira (Teulada). Se abre en un cantil formado en calizas cretácicas cenomanienses que se eleva casi directamente sobre la línea de costa, a unos 50 m sobre el nivel del mar.

La cavidad, cuya génesis se vincula al plano vertical de una línea de fractura en el paquete calizo, se estructura en una amplia sala de unos 30 por 20 m, a la que se accede por una holgada abertura orientada al SE y acentuada, al igual que el espacio circundante del yacimiento, por el desplome de grandes bloques a partir de la visera (FUMANAL y VIÑALS, 1989).

Este yacimiento presenta un interés particular; por un lado su ubicación, inmediata al mar lo relaciona con el problema de la difusión marítima del Neolítico y, de otro, representa un tipo de hábitat distinto al de los yacimientos neolíticos valencianos mejor conocidos (Cova de l'Or y Cova de la Sarsa). Por otra parte, la existencia de niveles magdalenienses permite evaluar, a partir del estudio de la fauna, la evolución de la línea de costa y la economía de las últimas sociedades cazadoras y recolectoras durante el Tardiglaciar.

Todo ello motivó la realización de excavaciones sistemáticas en el yacimiento, tarea que se viene realizando desde 1981, en el denominado sector A, bajo la dirección de J. Bernabeu para los niveles holocenos y V. Villaverde para los pleistocenos, contando con la colaboración de un amplio equipo interdisciplinar. Aquí se expondrá un primer avance de la evolución cultural, paleoambiental y paleoeconómica de la secuencia del yacimiento.

Los resultados que aquí se ofrecen para los niveles paleolíticos tienen un carácter preliminar, ya que van referidos a un sondeo efectuado en el cuadro A-17 durante el año 1986. Su finalidad fue establecer una primera aproximación a la secuencia pleistocena, dilucidando su potencia y alcance de la evolución magdaleniense.

Finalmente conviene señalar que la secuencia pleistocena y la holocena ofrecen un hiatus estratigráfico y cultural, con la inexistencia de los momentos correspondientes al inicio del holoceno y las industrias epipaleolíticas. La justa evaluación de las causas de este hiatus se ve dificultada como consecuencia de la importante acción desarrollada por el hombre del Neolítico I en el nivel de sedimentación que encontró a su llegada, al proceder a la excavación de numerosas fosas, al menos en el sector hasta ahora excavado. En cualquier caso la inexistencia de materiales correspondientes al Epipaleolítico geométrico en los primeros niveles neolíticos, que sin embargo proporcionan algunos materiales magdalenienses o epipaleolíticos antiguos claramente vinculados a la excavación de las referidas fosas, indica que previa a la intervención antrópica neolítica hubo un proceso erosivo que afectó a la totalidad de los paquetes del Epipaleolítico geométrico o que la cavidad permaneció desocupada durante esa etapa. Una mayor definición sobre este problema debe aguardar al resultado de la excavación en extensión del sector A.

I.1.1. Niveles pleistocenos

I.1.1.1. Estratigrafía

El comentario estratigráfico que sigue se limita a los niveles vistos a partir del sondeo efectuado en el cuadro A-17, al no haberse alcanzado la base de la sedimentación. La potencia total de los paquetes pleistocenos rebasa ligeramente el metro y su disposición interna permite dividirlos en tres subunidades, cuya descripción, en sentido deposicional, sería la siguiente (fig. 6):

* (Departament de Prehistòria. Arqueologia. Universitat de València)
** (Departament de Geografia. Universitat de València)
*** (Museu de Prehistòria de Girona)

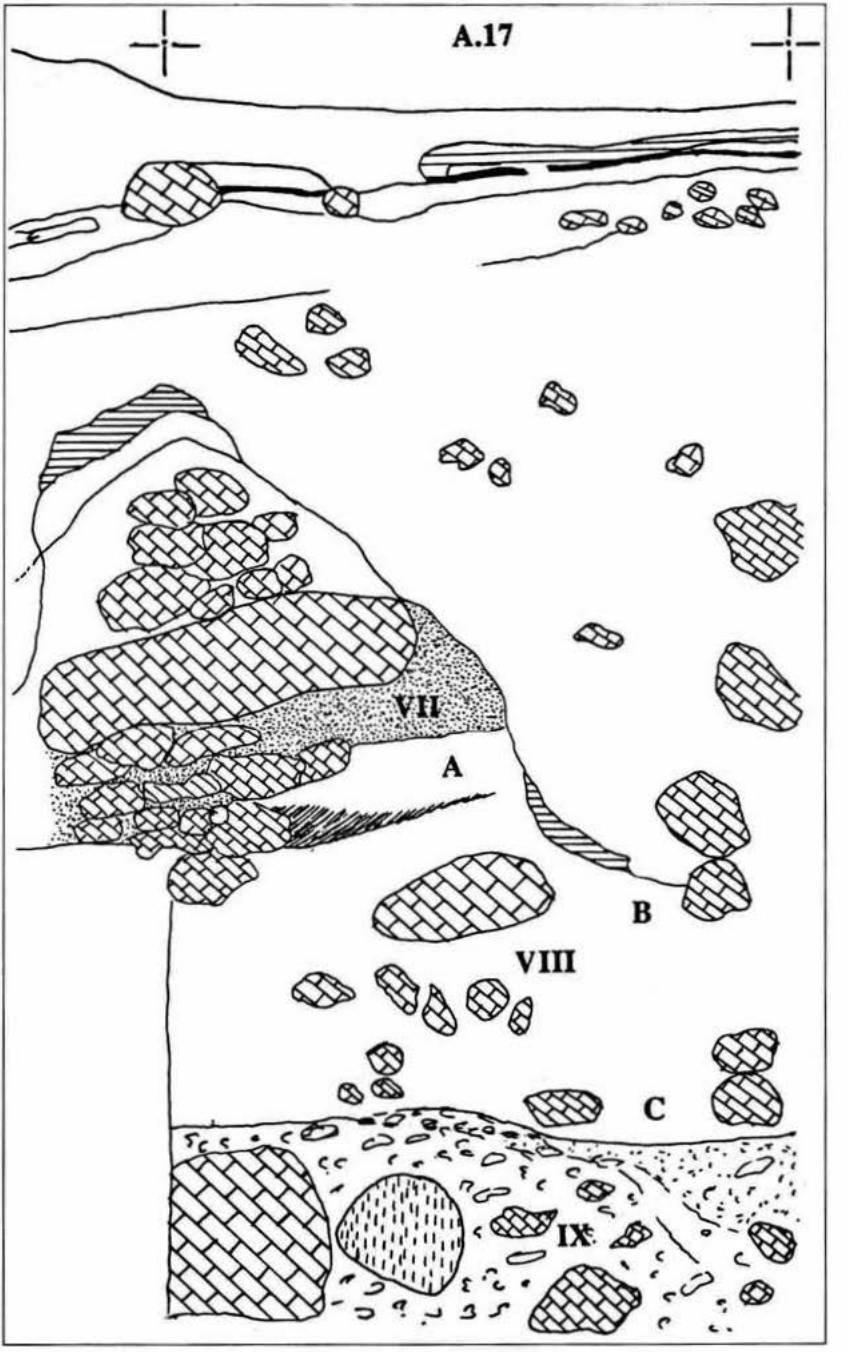


FIGURA 6. Corte Sagital derecho en A.17
Niveles pleistocenos de la Cova de les Cendres

NIVEL III. De base a techo alcanza una potencia entre 20 y 30 cm. Su geometría es subhorizontal y está formado por un 60% de fracción canto a la que se añaden escasas gravas (10%). La matriz fina es arcilloarenosa y el conjunto ofrece una disposición masiva. Los cantos, con predominio de tamaño pequeño (1 a 3 cm), ofrecen un elevado índice de alteración. En todos los casos son altamente deleznables a la presión de los dedos y su aspecto externo es blancuzco, con apariencia de tiza. La morfología es poliédrica con un perfil subredondeado y presentan abundantes perforaciones de líquenes. Sólo en dos casos pueden clasificarse como plaquetas.

NIVEL II. En contacto normal respecto al anterior, este nivel muestra una potencia en 50 y 70 cm. Pese a su aparente escasa variación interna se subdividió en tres unidades atendiendo a las variaciones texturales:

Inferior (IIc), compuesto por algunos elementos cuya envergadura supera los 10 cm., a los que se añaden escasos cantos y gravas (15%). La matriz es arcilloarenosa. Sin disposición estructural definida, las características de la fracción gruesa parecen señalar una clara continuidad con las descritas en el nivel anterior, aunque su presencia es muy inferior. Siguen observándose perforaciones de líquenes.

Medio (IIb), con un 45% de cantos y un 10% de gravas que aparecen en posición caótica (frecuentemente subvertical u oblicua en la base), varía bruscamente su textura global. La morfología es claramente subangulosa, con aristas vivas; abundan las plaquetas (prácticamente una tercera parte de los elementos clásticos tienen forma aplanada). Los finos repiten la composición del depósito previo.

Superior (IIa), experimenta un ligero aumento en la fracción gruesa, que pasa a representar en total un 60% de la textura global. Los elementos angulosos y aristados perduran y se reconocen abundantes plaquetas en los tamaños pequeños (1 a 3 cm.). Los finos, masivos, son arcilloarenosos.

NIVEL I. La base aparece en contacto normal sobre el IIa y el techo muestra huellas erosivas y discordantes con relación a los niveles superiores, ya con industria neolítica. De hecho el nivel tan sólo se conserva en la mitad interior del corte sagital, habiéndose excavado en una superficie no superior a los 0'25 m^2. Algunos bloques y cantos aparecen en posición subhorizontal. Su aspecto es subanguloso y poco evolucionado, aunque podría determinarse cierta alteración superficial. La potencia varía entre 20 y 30 cm. Los clastos marcadamente aplanados pasan a ser los más abundantes de todo el perfil y su tamaño es también mayor. Una matriz arcillosa (52% de arcilla) engloba la fracción gruesa.

I.1.1.2. Interpretación de los rasgos sedimentológicos

La primera observación a destacar en el perfil considerado es su discreta potencia. Además, el hecho de que el desarrollo en profundidad se desconozca aconseja una máxima prudencia a la hora de ponderar las posibilidades de interpretación que se derivan de los rasgos sedimentológicos. (Fig. 7).

Una aproximación previa a las características de los materiales que integran los tres niveles descritos podría abordarse a partir de las particularidades de la fracción gruesa. Como se ha visto, la proporción es variable, aunque hay que destacar que la presencia de escasos bloques desvirtúa la composición mostrada en el gráfico de textura global del sedimento. En realidad hay dos niveles en los que su importancia es máxima: el III y el IIa, mínima en el IIc y moderada en el I.

La morfología y grado de alteración de tales elementos a lo largo del perfil añaden una nota diferenciadora. Con gran claridad, la zona basal (nivel III) ofrece un elevado grado de alteración y porosidad, hecho que obedece a la actuación de procesos de disolución que han afectado tanto la parte externa como interna de los cantos y gravas cuya evolución es paralela. Tales procesos remiten al parecer gradualmente, reconociéndose aún en el nivel IIc y desapareciendo de forma total en los niveles IIb y IIa. Un ligero aumento en dichos índices se detecta por último en el nivel superior I. El aspecto superficial de la fracción gruesa tiene también diferencias notables, adquiriendo angulosidad creciente a partir del subnivel IIb.

Por su parte, la fracción fina del sedimento que aparece siempre en proporción importante muestra una persistente homogeneidad en sus rasgos generales. La textura sistemáticamente es

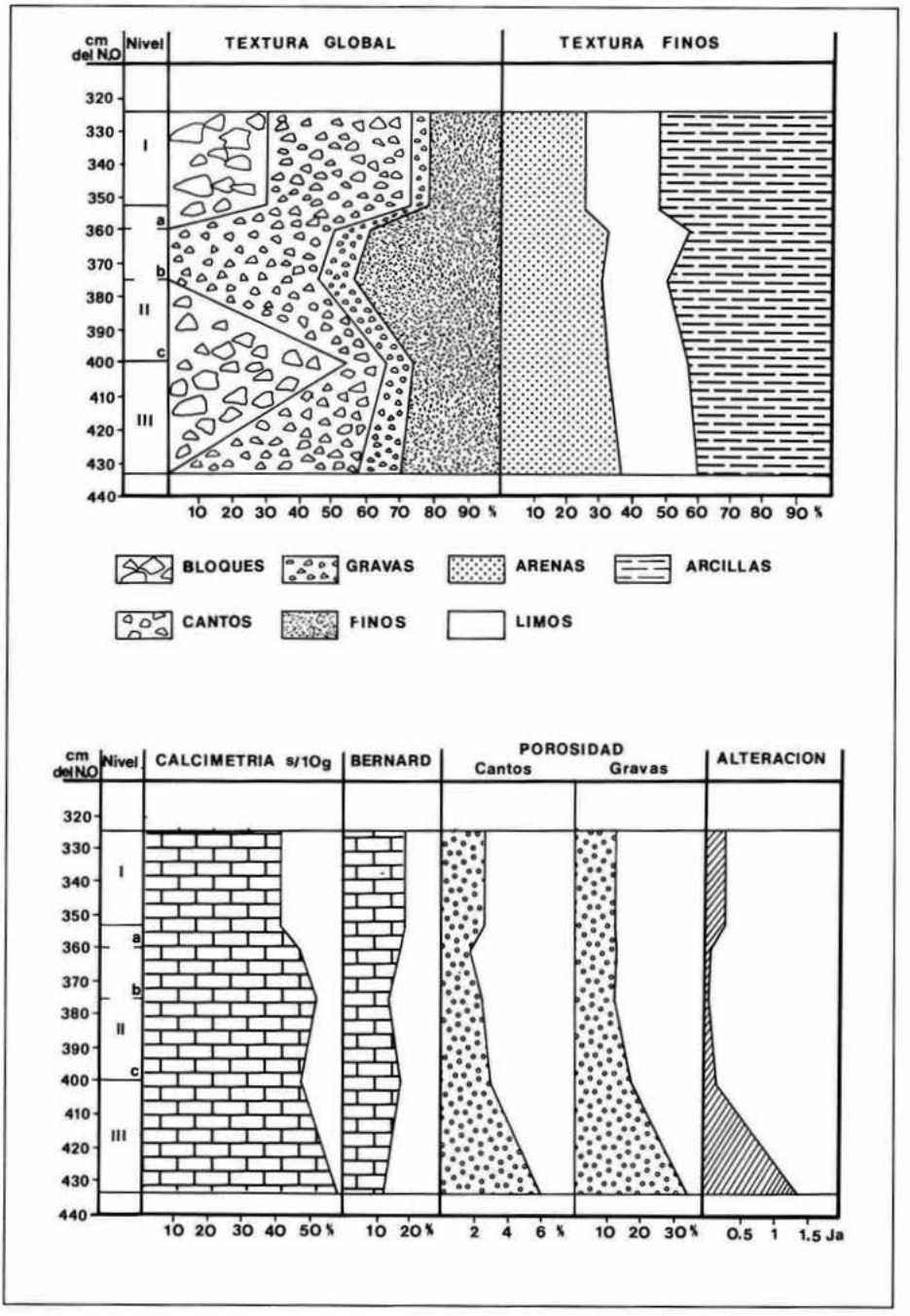


FIGURA 7
Rasgos sedimentológicos de los niveles pleistocenos de la Cova de les Cendres

arcillosa (entre 40 y 50%) y el contenido en carbonatos puede calificarse de masivo, con una cierta disminución en el rango menor de partículas en la base del depósito, lo que parece obedecer a una leve migración hacia nieles inferiores a partir de suaves procesos de lavado. El transporte de los materiales deducible de las curvas e histogramas granulométricos corresponde en todos los casos a desplazamientos en masa, bien simplemente gravitatorios, bien mediante la actuación de flujos hídricos de escasa competencia que, en todo caso, afectarían especialmente al nivel III.

I.1.1.3. Secuencia cultural

Descritas las características industriales de los niveles pleistocenos de Cendres a partir del estudio del material recuperado en el sondeo realizado en el año 1981 (VILLAVERDE, 1981), donde se señalaba la existencia de un Magdaleniense superior bien definido en lo lítico y lo óseo, lo primero que cabe señalar con respecto a la secuencia obtenida en el sondeo del cuadro A-17 es que los estratos II y III vienen a perfilar con mayor detalle la evolución del Magdaleniense superior de Cendres, el denominado nivel II de la campaña de 1981. Definen el momento el elevado porcentaje del utillaje microlaminar y el equilibrio entre raspadores y buriles, destacando en el estrato III (capas 48-53) una rica industria ósea, azagayas de doble bisel y varillas, a la que habría que añadir el fragmento distal de arpón plano, con dos dientes, localizado en 1981.

Los comentarios sobre la evolución del Magdaleniense superior-final se limitan en la actualidad al estrato III, mientras que la industria del estrato II —muy reducido en el cuadro A— 17 como consecuencia de la existencia de fosas excavadas desde los niveles neolíticos y algún boquete realizado por clandestinos— queda pendiente, a la espera de incorporar en su estudio el material recuperado en la excavación efectuada durante el presente año en el cuadro A-18. Bástenos señalar por el momento que la industria ósea sigue estando presente, aunque con menos evidencias, habiéndose documentado incluso un arpón de sección plana y aspecto notablemente evolucionado en el tercio superior del estrato. Circunstancia, esta última, que no entraría en contradicción con la idea de que estaríamos ante momentos bastantes avanzados desde el punto de vista cultural y cronológico, relacionables con el tránsito del Magdaleniense al Epipaleolítico microlaminar o incluso en este último —verdadero Epimagdaleniense en Cendres, a la vista de esta pieza—.

La adscripción de la industria del estrato III al Magdaleniense superior se confirma, además, a partir de la datación de C 14 obtenida en este nivel, que con un resultado de 12.650 ± 80 B.P., coincide con el cúmulo de dataciones que en el ámbito mediterráneo peninsular fechan esos mismos momentos (Bora Gran, Matutano y Nerja) (OLARIA *et alii*, 1985, SONNEVILLE BORDES, 1973 y AURA, 1986), a la vez que muestra también una coincidencia con lo conocido en el ámbito cantábrico (GONZÁLEZ SAINZ, 1989).

I.1.1.4. Antracología

Los resutados antracológicos de los niveles pleistocenos van referidos al nivel III (en los gráficos y atendiendo a la correlación con la secuencia neolítica, provisionalmente estrato IX), ya que los niveles II y I proporcionaron muestras de carbones muy reducidas, lo que impedía su cuantificación.

Del nivel III disponemos de tres muestras antracológicas, que corresponden a tres capas artificiales de aproximadamente 10 cm. de profundidad, cada una de ellas. Se han analizado un total de 879 carbones en los cuales se han identificado 8 taxones vegetales.

Las tres muestras de carbón constituyen la fase antracológica CC.1. Se trata de una formación vegetal dominada por taxones heliófilos, en concreto *Pinus nigra* (pino negral) y *Juniperus* sp. (enebros). Se constata una progresión de *Pinus nigra* y *Quercus ilex-coccifera* (carrasca, coscoja), mientras que *Juniperus* tiende a disminuir. Los otros taxones representados son: *Leguminosae* (leguminosas), *Erica multiflora* (brezo), *Sorbus-Crataegus* (espino, mostajo), *Ephedra* sp. (belcho) y *Viscum* sp. (muérdago). En definitiva, este conjunto floral y en las proporciones en que están representados los taxones (Fig. 15), responde a unos parámetros bioclimáticos relativamente fríos, que podríamos clasificar de supramediterráneos y con un ombroclima, tal vez, seco o subhúmedo.

La fase antracológica CC.1 muestra una vegetación pleniglacial, que en nuestras latitudes tomó una forma más suave que en las regiones del norte del Mediterráneo o en zonas del interior, donde se desarrolla una vegetación de tipo montano o incluso subalpina en los yacimientos de montaña. El paisaje sería abierto.

La secuencia presenta un hiatus, por lo tanto desconocemos la vegetación que uniría el estrato III pleistoceno con el VI de la secuencia holocena. Por la tendencia de la curva de *Quercus ilex-coccifera* en el nivel magdaleniense, que tiende a progresar, y como lo encontramos en el Neolítico I, junto a otros datos obtenidos en la región (DUPRÉ, 1988; UZQUIANO, 1990) se puede plantear la hipótesis de que el óptimo del carrascal se produce durante el Epipaleolítico e inicios del Neolítico.

I.1.1.5. Microfauna

La Cova de les Cendres presenta en los niveles pleistocenos I al III (capas 31 a la 53) un total de 634 individuos mínimos pertenecientes a 8 especies (*Erinaceus europaeus, Crocidura sp., Elyomys quercinus, Microtus duodecimcostatus, Microtus arvalis, Microtus cabrere, Arvicola sapidus* y *Apodemus sylvaticus*). Todas estas especies, salvo *Microtus arvalis* y *Microtus cabrere*, ocupan en términos generales los pisos de vegetación mesomediterránea y termomediterránea. (Fig. 8).

Microtus cabrere presenta una distribución mucho más amplia y está ligado a formaciones de junco y anea, sin necesidad de cursos de agua continuos como *Arvicola sapidus*. En el País Valenciano, al igual que a lo largo de toda la fachada mediterránea, desapareció a partir de los momentos correspondientes al Bronce, seguramente debido a una mayor aridización y a un progresivo deterioro ecológico provocado por la presión agrícola (CABRERA *et al.* 1982).

Microtus arvalis vive en los pisos alpinos y subalpinos de los Pirineos, en la Cordillera Cantábrica, en el Sistema Ibérico y la Sierra de Gredos. Su biótopo primario está constituido por los pastos abiertos no muy húmedos y sin vegetación alta (GOSÁLVEZ, 1987). En Penyagolosa presenta una distribución ligada a los pinares albares y a las formaciones de matorral pradera adaptadas a las duras condiciones de la alta montaña, de la misma manera que ocurre en Gúdar, Albarracín y Javalambre.

En su conjunto el registro faunístico presenta una serie de rupturas a lo largo de la secuencia, que creemos se deben a razones climáticas, pues en ninguno de los casos obedecen a un cambio en la estrigiforme responsable del acúmulo de micromamíferos (*Tyto alba*), si bien somos conscientes de que la presencia de *Erinaceus europaeus* y gran parte de los ejemplares de *Arvicola sapidus* está motivada por los hábitos alimenticios de *Bubo bubo*, ave especializada sobre todo en la caza de *Oryctolagus cuniculus*.

De la capa 53 a la 35 podríamos pensar que nuestros micromamíferos están registrando las últimas pulsaciones frías de la última glaciación. Las especies forestales (*Eliomys* y *Apodemus*) en el mejor de los casos apenas si llegan a representar el 40% del total del conjunto faunístico. Estos dos taxones más bien registran un comportamiento a la baja, que se acentúa todavía más a partir del momento en el que *Microtus arvalis* ocupa los pisos oromediterráneos en su distribución más meridional de la Península Ibérica (Gúdar, Albarracín, Javalambre y Penyagolosa).

Las capas 35 a 39 (Estrato I y IIa) los micromamíferos podrían estar señalando una situación climática más favorable anunciándonos ya los momentos holocenos; las especies forestales están mejor representadas.

En el resto de la secuencia la gran importancia que toma el grupo de los microtinos, superando o igualando en número a los múridos, obedece a un comportamiento que queda registrado en las dietas alimenticias de *Tyto alba* en latitudes más septentrionales, con un clima mucho más húmedo que el de la fachada central mediterránea. Podríamos por tanto pensar en un momento frío y húmedo, sin estaciones secas muy marcadas como ocurre actualmente; salvo en los momentos finales (capas 48 a 53) con unas condiciones climáticas más secas.

Las capas 31 a 34 pertenecen ya al Holoceno, las especies forestales poseen una mayor importancia numérica y no aparece ninguna especie «fría». La interpretación de la secuencia faunística no resulta nada fácil, *Microtus duodecimcostatus* representa a una parte importante del conjunto faunístico, algo muy similar a lo que ocurría de la capa 35 a la 53, no obstante, creemos que la

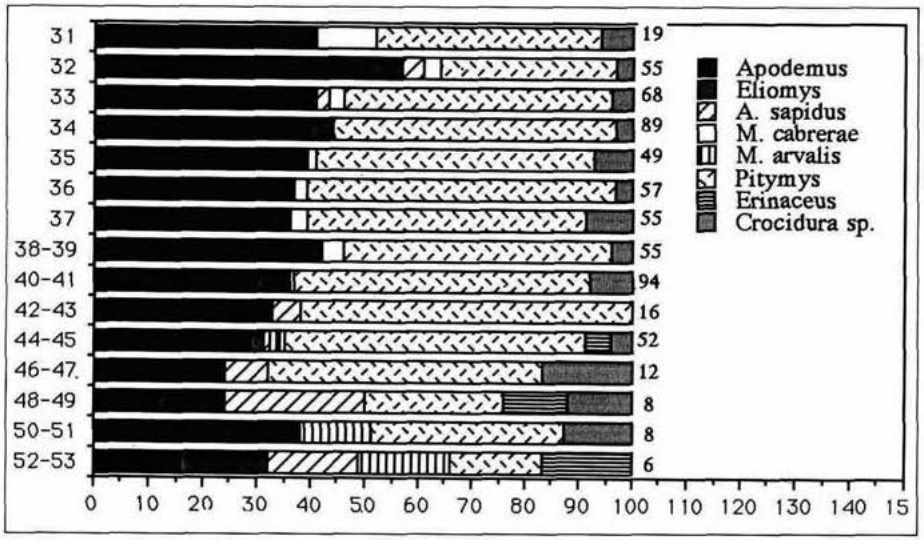


FIGURA 8
Distribución de los micromamíferos de la Cova de les Cendres por capas y N.M.I.

	Cendres A-17								
	III					II			I
CAPAS	52/53	51/50	49/48	47/46	45/44	43/42	41/40	39/38	37
Cervus elaphus	271	249	187	103	36	15	15	19	17
Capra pyrenaica	20	17	33	12	5	5	3	5	2
Rupicapra rupicapra					1				
Bovidae	2			2					
Equus caballus	8	3	6						
Equus hydruntinus							1		
Canis lupus									1
Vulpes vulpes			2						
Lynx pardina	15	13	6	4	2	1	2		
Felis silvestris			1						
Monachus monachus			5						
Orictolagus cuniculus	1270	1397	1010	196	203	259	142	82	146
Lepus capensis	10	17	11	9	3	1	3	1	3

FIGURA 9
Relación del número de restos identificados en la secuencia de la Cova de les Cendres, distribuidos por especies

aparición de esta especie puede obedecer a dos comportamientos distintos. Durante el Pleistoceno ocuparía los prados climáticos naturales, mientras que en el Holoceno las actividades antrópicas pudieron favorecer su expansión, al mismo tiempo que se desarrollaban unas condiciones climáticas más húmedas que en la actualidad.

I.1.1.6. Mamíferos, lagomorfos y aves

1. Presentación de la muestra

El sondeo realizado en la cuadrícula A-17 de la Cova de les Cendres ha proporcionado un total de 20.660 restos óseos pertenecientes a macromamíferos, mesomamíferos, lagomorfos y aves de los que han podido ser identificados específica y anatómicamente 5.940, es decir, el 28'75% de la muestra.

Entre los restos identificados observamos un predominio de los lagomorfos, que suponen en el total de la secuencia del yacimiento el 80'18%, seguidos por los restos de herbívoros, 17'44%, las aves con el 1'49% del total y por último los carnívoros, que representan el 0'87%.

En lo que respecta a los restos no identificados, se constata un predominio de los fragmentos de diáfisis de tamaño igual o inferior a los 30 mm.

Hemos estudiado los agentes que han podido intervenir en la tafocenosis definida en el yacimiento, así como su incidencia en la elevada fracturación de los restos óseos; nos referiremos en primer lugar a los responsables de la deposición de los huesos. Las abundantes marcas de carnicería presentes sobre los restos óseos de todos los grupos taxonómicos, incluidos los carnívoros, frente a la irrelevancia de los huesos con marcas producidas por predadores no humanos permite afirmar claramente la responsabilidad antrópica en la deposición.

Los procesos diagenéticos no han afectado de forma significativa a los restos óseos recuperados en el yacimiento, solamente llamaríamos la atención sobre la presencia en las capas superiores (Capa 37) de tres fragmentos que muestran sobre la cortical señales de pulido por agua.

2. Distribución de especies

2.1. Mamíferos

Mostramos la distribución de especies identificadas en el yacimiento. (Fig. 9).

A lo largo de toda la secuencia el ciervo será el macromamífero mejor representado, con porcentajes que oscilan entre el 78 y el 88% del total de restos identificados. Le sigue en importancia numérica la cabra montés que mantiene una tendencia alcista, incrementada hacia los momentos más recientes, tanto por un ligero descenso del número de restos de ciervo como por la desaparición de los restos de caballo a partir de la capa 47.

La caza del ciervo se centra fundamentalmente sobre ejemplares de edad comprendida entre 8 y 36 meses, de ellos se transportan al yacimiento las extremidades y en menor medida los restos craneales y el esqueleto axial. Por los modos de fracturación de los restos óseos tenemos pruebas tanto de la extracción del tuétano en los huesos largos, como de la grasa de las epífisis y huesos compactos, realizada por cocción.

Las marcas de carnicería observadas asimismo sobre los restos de lagomorfos y aves indican la importancia de ambos grupos taxonómicos como proveedores de carne.

Entre los carnívoros observamos un predominio de los restos de lince mediterráneo. La presencia puntual de la foca monje en las capas 48-49 indicaría contactos con el litoral o con estuarios, circunstancia avalada por la identificación de aves que frecuentan estos ecosistemas.

2. Restos de aves

En la Figura 10 mostramos la lista de especies identificadas así como los restos que sólo hemos podido identificar a nivel de familia o género, bien debido a la falta de material de comparación o como consecuencia de su estado fragmentario:

A pesar de que la muestra es escasa, sobre todo en el estrato más reciente (EI), hemos distribuido las especies identificadas dentro de los grupos climato-ecológicos definidos por Vilette (1983) con el fin de contribuir a la reconstrucción del paleoambiente inmediato al yacimiento. En los casos en que no hemos podido llegar a la identificación específica, caso de los ansares, hemos optado por su inclusión en el grupo 7, es decir, el de las especies vinculadas con las orillas de las zonas acuáticas, ya que todas las especies de ansares requieren tanto en sus áreas de reproducción como de invernada territorios encharcados.

En lo que se refiere a las palomas el problema es mayor ya que dos especies de morfología ósea muy similar y difícilmente diferenciables; la paloma bravía (*Columba livia*) y la zurita (*Columba oenas*) muestran exigencias ecológicas diferentes, así la paloma bravía quedaría incluida en la categoría 8 de especies de roquedo y montaña, mientras que la zurita lo estaría en la 5, es decir, los bosques templados. En nuestro caso los restos identificados presentan caracteres morfológicos y biométricos más cercanos a *Columba livia*, por lo que hemos optado por incluir todos los restos de palomas en la categoría 8, posibilidad en nada discordante con el entorno quebrado de la Cueva.

A la vista del gráfico (Fig. 11) llamaríamos la atención sobre la similitud de los estratos III y II, ambos con un predominio de las especies de roquedo, claramente determinado por el emplazamiento del yacimiento, seguidas por las especies de espacios abiertos templados y fríos, entre las que destacaríamos la chova piquigualda (*Pyrrhocorax graculus*), especie que en nuestras latitudes puede adquirir el rango de especie indicadora de condiciones frías. Por otra parte encontramos mejor representadas las especies del bosque templado en el Estrato III, dada la presencia del mirlo (*Turdus merula*), el zorzal común (*Turdus viscivorus*) y el gavilán (*Accipiter nisus*), si bien la escasez de restos no permite otorgar a ello una excesiva significación. Sí llamaríamos la atención sobre la presencia en ambos estratos de aves relacionadas con las zonas húmedas (género *Anser*) que, a falta de una identificación específica que permita llegar a conclusiones de tipo paleoclimático, nos autoriza al menos a concretar la existencia en las proximidades del yacimiento de zonas lagunares con abundante vegetación, medio idóneo para estas aves.

En relación con la aparición de dos especies «marinas», el ostrero (*Haematopus ostrelagus*) en el estrato II y el Correlimos zarapitin (*Calidris ferruginea*) en el I, no podemos ser tajantes, ya que aunque Vilette incluya a ambas en la categoría climato-ecológica de las orillas marinas, no podemos descartar que su presencia en estos momentos en Cendres se encuentre mediatizada por la existencia de áreas lagunares, utilizadas por estas especies como lugares de descanso en sus desplazamientos migratorios, así, *Calidris ferruginea* es citado en yacimientos franceses del interior como Font Juvenal y Abeurador (VILETTE, 1983) ya en momentos holocenos y en clara relación con zonas húmedas interiores y el ostrero, fuera del período reproductor es observable en grandes grupos en lagunas y marismas (BEZZEL, 1989). No obstante habrá que tener en cuenta su aparición en estos momentos en Cendres, ya que tampoco podemos negar que su presencia en el yacimiento en momentos posteriores al Dryas II, aparentemente relacionado en la secuencia de Cendres con el Estrato III, pueda encontrar justificación en las distintas fases transgresivas que se desarrollaron durante el Tardiglaciar.

I.1.1.7. Ictiofauna

La secuencia pleistocena de la Cova de les Cendres ha proporcionado un escaso número de restos ícticos —un total de 6— lo que contrasta con la riqueza ofrecida por los niveles holocenos, si bien es cierto que en los niveles paleolíticos sólo se ha llevado a cabo, hasta el momento, un sondeo mientras que los correspondientes al Neolítico y momentos posteriores han sido excavados en extensión. De todas formas, si para estos momentos antiguos comparamos la proporción existente entre los restos pertenecientes a mamíferos y aves y los restos ícticos, siempre teniendo

Estrato	III			II					I
Capas	53-52	51-50	49-48	47-46	45-44	43-42	41-40	39-38	37
Anatidae	2/1	1/1		1/1	1/1	1/1			
Acccipitridae			1/1	1/1					
Aquila chrysaetos		1/1							
Accciiter nisus		1/1							
Falco tinunculus						1/1	1/1		
Falco columbarius								1/1	
Alectoris sp.	2/1	2/1	1/1		2/1		1/1		
Coturnix coturnix		1/1							1/1
Charadridae	1/1								
Calidris ferruginea									1/1
Haematopus ostrelagus				1/1					
Columba livia/oenas	5/2	1/1	8/2	1/1	1/1	9/2		3/1	1/1
Strigidae							1/1		
Bubo bubo			1/1						
Apus apus	1/1	5/2							
Lullula arborea				1/1					
Turdus sp.			1/1			1/1			
Turdus viscivorus			1/1						
Turdus merula			1/1						
Fringilidae			1/1						
Pica pica		1/1							
Pyrrhocorax pyrrhocorax	2/1	1/1		1/1	1/1				
Pyrrhocorax graculus	2/1	3/1	1/1	1/1	1/1	1/1			
Pyrrhocorax sp.			1/1	1/1					1/1
Corvus monedula		1/1							
Corvus corone			1/1						
Restos identificados	15/9	18/12	18/12	8/8	6/5	13/6	3/3	4/2	4/4
Restos no identificados	10	13	10	5	12	4	3	4	7
TOTAL	25	31	28	13	18	17	6	8	11

FIGURA 10

Número de restos de aves identificados y número de individuos que representan en los estratos III (C14: 12.650 ± 80), II y I de la Cova de les Cendres, Teulada, Alicante

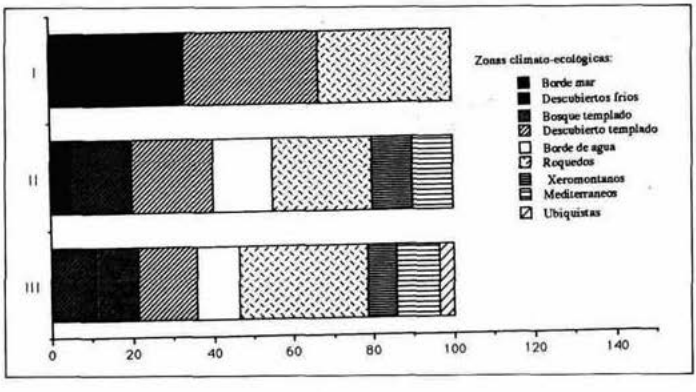


FIGURA 11

presente el sesgo introducido en la muestra que estudiamos por los problemas de su conservación diferencial, parece razonable pensar que durante los tiempos paleolíticos de ocupación de la cueva la explotación de los recursos marinos revistió un carácter muy marginal. Hecho este, relacionable quizás con la regresión del nivel marino durante el Pleistoceno superior, lo que incrementaría la distancia de la cueva al mar.

Los restos recuperados parecen tener un carácter antrópico, tanto por su contexto de aparición como por las señales de fuego que muestran. Las dos especies representadas: *Pagellus erythrinus* (pagel) y *Dicentrarchus labrax* (lubina), son marinas, si bien esta última puede penetrar en lagunas litorales y estuarios.

I.1.2. Niveles holocenos

I.1.2.1. Estratigrafía

A continuación se describirían brevemente, de base a techo, las características de los niveles sedimentológicos neolíticos aislados en el yacimiento. Su correlación con los estratos y niveles de ocupación arqueológicos puede verse en la figura 12.

NIVEL X. Se inicia con unas laminaciones oscuras correspondientes a la base de un suelo de ocupación. Sobre ellas se deposita un sedimento formado por varios bloques, así como cantos y gravas masivos y sin alteración, en proporción importante (80%). Matriz arenolimosa. Potencia media 60 cm. Incluye los estratos VIe, VId, VIc, H. 18 y H. 17.

NIVEL IX. Cantos y gravas, angulosas, en proporción de un 40%, con matriz arenolimosa. Estructura interna masiva. Potencia media de 40 cm. Incluye los estratos VIa, VIb, H. 154 y H. 16.

NIVEL VIII. Contiene una menor proporción de fracción gruesa (30%), algo más evolucionada que en los casos anteriores. Los finos son arenolimosos en la base y pasan a francamente arcillosos en el techo del estrato. Incluye los estratos VI, Vd, H. 15, H. 14 y H. 13.

NIVEL VII. Está formado por un 40% de fracción gruesa, heterométrica, de marcada procedencia antrópica, envuelta en una matriz arcillosa. Incluye los estratos Vc, H. 12 y H. 11.

NIVEL VI. Brusca disminución de los elementos gruesos, que aparecen alterados y con elevada porosidad. Matriz arenosa. Estructura interna masiva. Potencia media de 40 cm. Incluye los estratos Vb, Va y H. 10.

NIVEL V. Escasa presencia de cantos y gravas (20%), con bordes alterados y desgastados. Matriz limoarenosa y disposición interna masiva. Potencia media de 25 cm. Incluye los estratos V, IV, H. 9b, H 9a y H. 9.

NIVEL IV. Bastante homogéneo; aumenta ligeramente su fracción gruesa (30%). Matriz limoarenosa. Potencia media de 40 cm. Incluye los estratos IIIc, IIIb, IIIa, H.8, H. 7 y H. 6.

NIVEL III. Delgadas laminaciones alternantes, blancuzcas y oscuras, que parecen obedecer a la acumulación de sucesivas capas de «guano» y cal, conforman este nivel. Al mismo tiempo, se intercalan abundantes cantos con disposición horizontal. Fracción fina limosa, masiva. Potencia media de 40 cm. Incluye los estratos III, IIa, H. 5, H. 4 y H. 3.

NIVEL II. Estructura lenticular de unos 20 cm., a la que superpone localmente una alineación de cantos angulosos y poco alterados. Incluye los estratos II y H. 2.

NIVEL I. Abundante fracción gruesa (50%), de aspecto anguloso, acompañada de limos y materia orgánica. Potencia media entre 10 y 20 cm. Incluye los estratos Ia, I, H. 1. y H. 0.

I.1.2.2. Secuencia cultural

Los resultados que ahora se presentan están basados en los estudios previamente realizados sobre los materiales correspondientes a las campañas de 1981-1986 (Bernabeu, 1988 y 1989). Los más de tres metros de sedimentación que separan el primer nivel neolítico del techo de la secuencia muestran, a través de los cambios en los estilos cerámicos, una completa y detallada evolución desde el Neolítico Cardial hasta la Edad del Bronce.

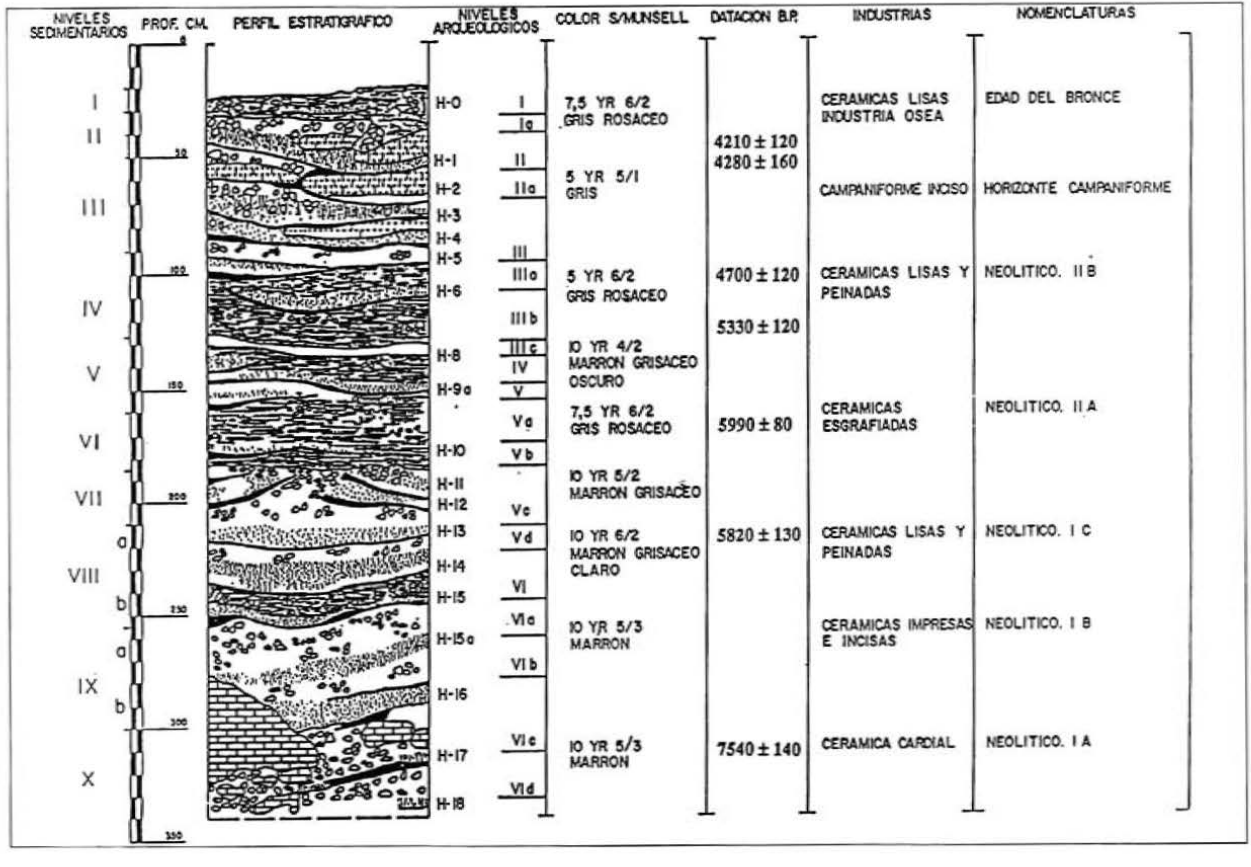


FIGURA 12
Niveles neolíticos de la Cova de les Cendres

Hacia el 7.000 BP, aparecen los primeros niveles neolíticos, caracterizados por la cerámica con decoración cardial y encuadrables dentro del llamado «grupo cultural de la cerámica impresa mediterránea».

Aún cuando los análisis se encuentran en fase de realización, puede afirmarse que desde el principio mismo de la secuencia neolítica, se constata en el yacimiento la presencia de animales (ovicápridos, buey y cerdo) y plantas (cereales) domésticos, confirmando en este punto los datos que se deducían de otros yacimientos - Cova de l'Or (Beniarrés, Alicante), a saber: que la economía mixta agrícola-ganadera aparece en nuestras tierras plenamente formada, de la mano de la cerámica cardial, sin que pueda rastrearse un proceso evolutivo en el sustrato geométrico anterior.

Es importante señalar, además, que desde el primer momento, y a lo largo de toda la secuencia, la ubicación geográfica de la cueva, inmediata al mar, proporcionará a sus moradores dos importantes fuentes de recursos complementarias: la pesca y la recolección de moluscos.

Las distintas fases de ocupación aisladas se estructuran del siguiente modo:

El tramo inferior de la secuencia corresponde al *Neolítico I*, cuya evolución se desenvuelve dentro de la tradición de las cerámicas impresas. En su interior, el predominio alternante de las técnicas decorativas ha permitido diferenciar tres horizontes culturales:

El Neolítico IA corresponde al momento de predominio de las decoraciones cardiales. Del estrato VIe procede una datación C-14: Ly-4302 7540 ± 140 BP (5.590 ± 140 BC), que parece ligeramente elevada atendiendo al conjunto de las conocidas para el cardial franco-ibérico, que, en general, sitúan los inicios de este horizonte en torno al 5.000 BC. (Bernabeu, 1989). Comprende los estratos arqueológicos incluidos en el nivel sedimentológico X. Desde este nivel, así como desde los inmediatamente superiores, se excavan una serie de fosas que, en algún caso, penetran en niveles precerámicos.

El Neolítico IB está definido por el predominio de las cerámicas incisas e impresas no cardiales. Incluye los estratos arqueológicos del nivel IX.

El Neolítico IC es, en realidad, un horizonte transicional, en el que las decoraciones tradicionales van perdiendo fuerza hasta prácticamente desaparecer. Del estrato Vc procede otra datación C-14: Ly-4303 5.820 ± 130 BP (3.870 ± 130 BC). A juzgar por niveles similares de otras regiones (Bernabeu, 1989), podría aceptarse una datación aproximada entre 3.700/3.600 BC; período que caería dentro del margen inferior de variación de la fecha considerando un nivel de confianza del 95%. Los estratos arqueológicos de los niveles VIII Y VII pertenecen a este momento.

El tramo medio de la secuencia pertenece al Neolítico IIA y IIB. Del primero se ha obtenido una datación C-14 en el estrato Va: UBAR-172 5.990 ± 80 BP (4.040 ± 80 BC). Del Neolítico IIB poseemos dos datación C-14. En el hogar B.12 del nivel H.7 se obtuvo la siguiente fecha: UBAR-173 5.330 ± 120 BP (3:380 ± 120 BC). El estrato IIIA proporcionó una fecha más reciente: Ly-4304 4.700 ± 120 BP (2.750 ± 120 BC); datación que se considera aceptable, habida cuenta que va referida a un contexto de cerámicas lisas paralelizable con la fase Ereta I (Bernabeu *et alii*, 1989). Comprende los estratos incluidos en los niveles V y IV, así como el III y el H.5 del nivel III.

El tramo superior está formado por el Horizonte Campaniforme, incluido recientemente como fase terminal del Neolítico II, ya en transición a la Edad del Bronce (Bernabeu *et alii*, 1989), y una fase correspondiente, probablemente, al Bronce Valenciano. En él se integran los estratos incluidos en los niveles III, II y I, excepto los arriba citados.

Para el nivel campaniforme más reciente (estrato II) poseemos dos dataciones C-14: UBAR-174 4.280 ± 160 BP (2.330 ± 160 BC) y Ly-4305 4.210 ± 120 BP (2.260 ± 120 BC).

I.1.2.3. Paleoecología

En el yacimiento de la Cova de les Cendres trabaja un amplio equipo interdisciplinar con objeto de conocer la evolución cultural de los grupos que habitaron la cueva y la dinámica medioambiental de la zona. De los depósitos holocenos se empieza a tener una información bastante precisa. En lo referente a la dinámica medioambiental se presenta un resumen de los datos obtenidos, esencialmente, por la sedimentología, la palinología, la antracología y la microfauna, ya que el estudio del resto de materiales, peces, aves, moluscos, etc. está en curso de realización.

Los rasgos texturales y estructurales, así como el resultado del análisis sedimentológico permiten señalar, de forma general, tres amplias fases deposicionales con manifestaciones distintas, en relación a estas tres fases se situarán los resultados obtenidos por las otras disciplinas (Fig. 13).

Entre todas las disciplinas que se ocupan del estudio del Cuaternario, Antracología y Palinología tienen los mismos objetivos, aunque trabajan con métodos y materiales diferentes. Esta particularidad confiere un interés destacable a la comparación de los resultados obtenidos a partir de estos dos tipos de análisis. Mientras que la antracología trabaja con el material traído directamente por los hombres prehistóricos al yacimiento, el polen sigue distintos caminos antes de ser depositado; así el agua, el viento, los animales, etc. son algunos de sus agentes de transporte. En la Cova de les Cendres antracología y palinología son convergentes en ciertos puntos y divergentes en otros.

El diagrama polínico obtenido (fig. 14) se caracteriza por su pobreza en porcentajes y taxones arbóreos, así como por su riqueza en herbáceas (46 distintos tipos de polen). El árbol representado con mayor constancia es el pino, cuyos porcentajes coinciden prácticamente con la curva de polen arbóreo. *Quercus t. ilex-coccifera y Quercus t. faginea* están presentes a lo largo del diagrama, llegando a veces a cobrar cierta importancia. Los demás representantes arbóreos pertenecen a la vegetación mediterránea (*Pistacia, Olea t. sylvestris, Phillyrea, Vitis, Jasminum, Ilex aquifolium, Hedera helix, Juniperus*) o a la ripisilva (*Corylus, Alnus, Fraxinus*). El nogal, *Juglans*, aparece, y llama la atención la presencia de taxones de ambientes más frescos y húmedos que los actuales como el avellano o el quejigo.

Las curvas de herbáceas principales (compuestas tubulifloras, liguliflorás y gramíneas) se cruzan a lo largo de todo el diagrama sin que se les pueda dar un sentido especial. Las gramíneas están repartidas con cierta regularidad a lo largo de la secuencia y, aunque de forma esporádica, los pólenes de t. *Cerealia* acompañan la curva, principalmente en su parte superior. Hasta el nivel III, a partir del cual son estériles polinicamente, se distinguen 4 fases polínicas.

El análisis antracológico de la Cova de les Cendres está basado en la identificación anatómica de 9.914 fragmentos de carbón, los cuales han proporcionado 39 taxones vegetales determinados y varios sin identificar. Este material se encontraba disperso por los niveles arqueológicos del yacimiento, recogiéndose rigurosamente, en todas sus campañas de excavación. El diagrama antracológico está confeccionado con las frecuencias relativas de los taxones, obtenidas en cada muestra de carbón analizada. En el diagrama antracológico se destacan cinco fases antracológicas, de las cuales la fase CC.1 corresponde a los niveles pleistocenos. (fig. 15).

Los niveles holocenos de la Cova de les Cendres han proporcionado numerosos restos de micromamíferos, los cuales han sido determinados a partir de aspectos morfológicos y biométricos. Se han contabilizado quince especies repartidas en los órdenes *Rodentia, Insectivora* y *Chiroptera*. Estas especies muestran una serie de fluctuaciones debidas, probablemente a distintos comportamientos antrópicos y climáticos.

Los restos ícticos recuperados en el yacimiento pertenecen en su mayoría a diferentes especies de Serránidos (mero, lubina, cherna) y de Espáridos (pargo, pagel, dorada y sargo), estando presentes también otras de Anguílidos (*Anguilla anguilla*), Cóngridos (*Conger conger*), Murénidos (morena), Escorpaénidos (escórpora), Carángidos (jurel), Esciénidos (corvallo), Mugílidos (mujol, lisa) y Escómbridos (estornino). Todas estas especies, en la actualidad, se encuentran en el Mediterráneo, por tanto denotan unas condiciones ecológicas muy similares a las actuales. No obstante, los cálculos osteométricos, en curso de realización, permitirán precisar si en otros momentos del Holoceno las condiciones ecológicas fueron más o menos favorables para el desarrollo de estos animales.

La unidad basal integra los niveles sedimentológicos X a VIIIb (Neolítico IA, IB e inicio de IC). En ella la fracción canto y grava es abundante y poco evolucionada. Los materiales finos —siempre dentro de la gama 10 YR 5/3, marrón—, son arenosos en todos los casos, excepto en la parte superior de la unidad, que incluye arcillas probablemente iluviadas de las zonas superiores. Estos niveles depositados mediante procesos de arroyada concentrada, que actúan bajo unas condiciones climáticas contrastadas, con lapsos secos importantes y temperaturas algo más frescas que las actuales. Los procesos erosivos de ladera son evidentes. Esta unidad coincide con la Zona polínica A (Fig. 14) y las Fases antracológicas CC. 2 y CC.3 (Fig. 15).

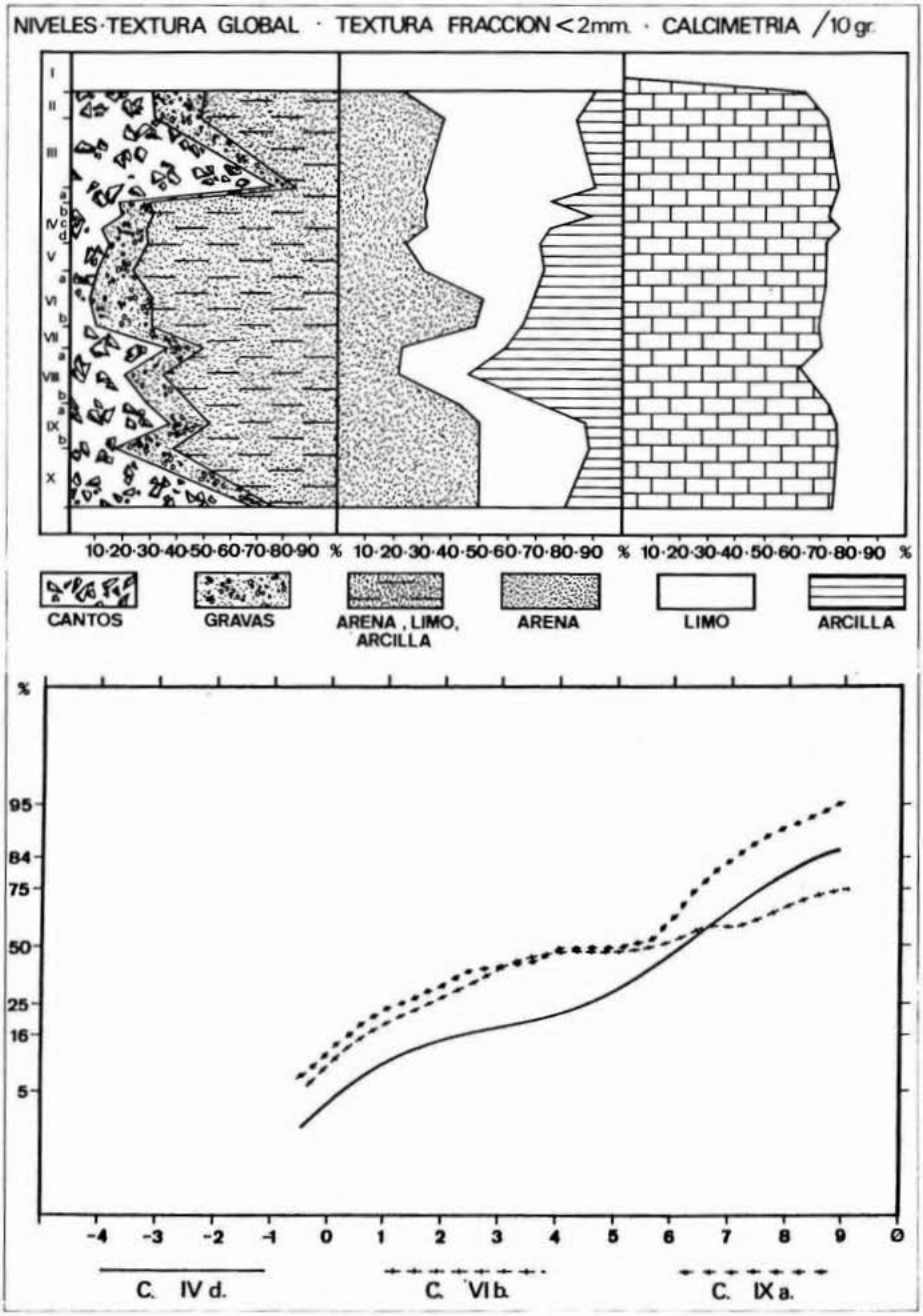


FIGURA 13

Rasgos sedimentológicos de los niveles neolíticos de la Cova de les Cendres.
Arriba: texturas y calcimetría. Abajo: curvas acumulativas de la fracción fina (muestras IV, VI y IX)

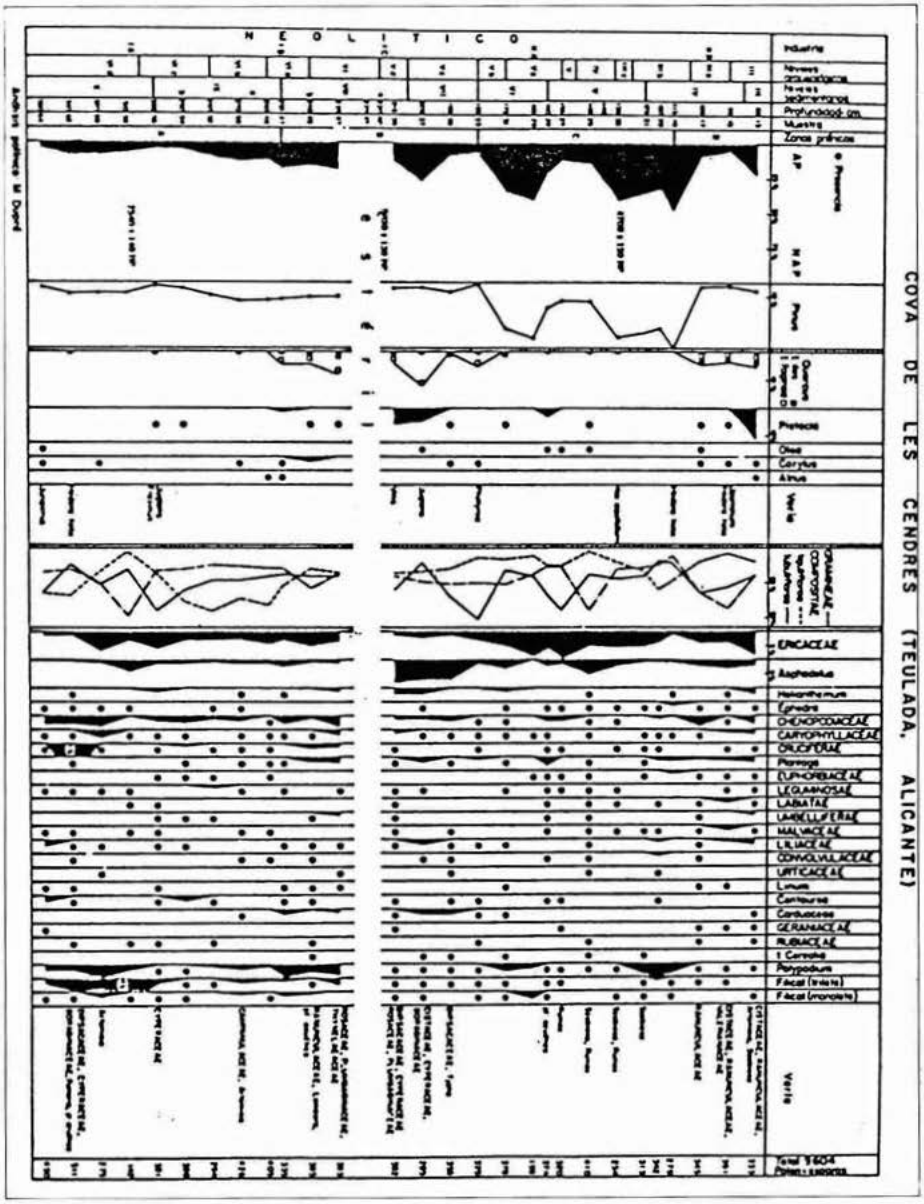


FIGURA 14
Diagrama polínico de la Cova de les Cendres (DUPRÉ, en prensa)

—Zona polínica A (—350 a —260 cm), que se extiende durante los niveles X y IX (Neolítico IA y IB). Los árboles son muy escasos y casi todos pinos. Podría tratarse de un período seco o con estacionalidades marcadas —interpretación similar a la propuesta desde la sedimentología— sin descartar totalmente una pronta antropización del paisaje (Fig. 14).

La antracología al inicio de la secuencia neolítica, hacia el 7.000 BP (Fase CC.2), muestra una vegetación compleja (Fig. 15). El espectro floral está dominado por los taxones del carrascal termomediterráneo. Debemos resaltar la presencia de *Quercus faginea* (quejigo), también detectado por el polen y de *Pinus nigra* (pino negral). En la actualidad estas especies encuentran su clímax en el piso de vegetación supramediterráneo. Sin embargo, a principios del Atlántico, sin ocupar extensas áreas, podrían localizarse a menor altitud debido a condiciones más frescas y húmedas. Probablemente, en el período prehistórico precedente sus bosques tendrían mayor extensión en la región (DUPRÉ, 1988; UZQUIANO, 1990).

En la Fase antracológica CC.3, el carrascal tiende a reducir sus frecuencias en favor del *Quercolentiscetum*, debido, tal vez, a un aumento de la presión antrópica.

La microfauna registra las mayores frecuencias de *Pitymys duodecimcostatus* y *Apodemus sylvaticus* en el nivel X (Fig. 16). *Apodemus sylvaticus* es un buen indicador del bosque mediterráneo, mientras que los altos porcentajes de *Pitymis duodecimcostatus* podrían obedecer al desarrollo de un período húmedo, similar al señalado por MARQUET (1987) en Font Juvenal, ALCALDE Y BRUNET (1985) relacionan el incremento de *Pitymis* con actividades antrópicas, tanto en la Cova del Pasteral como en la Cova 120. Estas especies tenderán a disminuir en los niveles superiores de la Cova de les Cendres.

La unidad media está representada por los niveles VIIIa a comienzos del IV (Neolítico IC y parte de IIA). En ellos los sedimentos cambian bruscamente sus características y, de forma persistente, se van acumulando materiales de pequeño calibre, en movimiento de masa por solifluxión o arroyadas difusas (si exceptuamos el nivel VII, totalmente antrópico), con un máximo exponente en VIIIa. Contrastando con el conjunto basal, los escasos cantos muestran un desgaste, en ocasiones elevado, y cierta alteración (máxima en VIIIa y V), provocados probablemente por la instalación de un entorno ambiental más regularmente húmedo. La disponibilidad hídrica provoca en el suelo cierta movilización de carbonatos y arcillas que presentan un leve aumento en los niveles inferiores.

Sedimentológicamente, este cambio parece obedecer a la manifestación de un clima, si no marcadamente húmedo, sí con mejor reparto de las precipitaciones a lo largo del año que favorecería la regeneración vegetal y edáfica en el exterior del yacimiento. Con ello habría una paralización de los procesos denudativos que caracterizaron la etapa anterior.

Las Zonas polínicas B y la mayor parte de C cubren esta unidad media.

—Zona B. (—255 a —185 cm), que cubriría los niveles VIII y VII. Se aprecia un desarrollo de *Quercus* con buena representación de los caducifolios. Es el momento más húmedo de la secuencia.

—Zona C. (—185 a —115 cm.), corresponde a los niveles VI, V y parte del IV. Las condiciones ambientales pueden haber sido similares a las de la fase anterior, aunque quizás algo más secas, pero el impacto humano pudo haber sido el principal causante de la sustitución de *Quercus* por *Pinus* que alcanza sus mayores cotas. Parte de esta fase y de la anterior son también las de mayor humedad desde el punto de vista sedimentológico; el aumento del pino, así como una mayor antropización, coincide con los resultados de la antracología.

La Fase antracológica CC. 4 cubre del Neolítico IC hasta el IIB. Ella muestra el máximo en la curva de *Pinus halepensis* (pino carrasco) y de *Olea europeea* var. *sylvestris* (acebuche). Las especies de ecología más húmeda como *Quercus faginea*, *Pistacia terebinthus* (Cornicabra), *Laurus nobilis* (Laurel), *Fraxinus oxycarpa* (Fresno), etc. aparecen en esta fase de forma muy esporádica. *Pinus nigra* ha desaparecido completamente del espectro antracológico.

Transcurrido un cierto tiempo de actividades agrícolas y pastoriles comienza el desequilibrio ecológico. Es en este momento cuando el pino carrasco comienza su expansión en detrimento de las especies frondosas, expresado también por la palinología. Los datos sedimentológicos apoyan la hipótesis antrópica, ya que si el clima era similar a la fase anterior e incluso las lluvias estaban mejor repartidas a lo largo del año, el cambio de la vegetación debe responder a las presiones humanas sobre el paisaje.

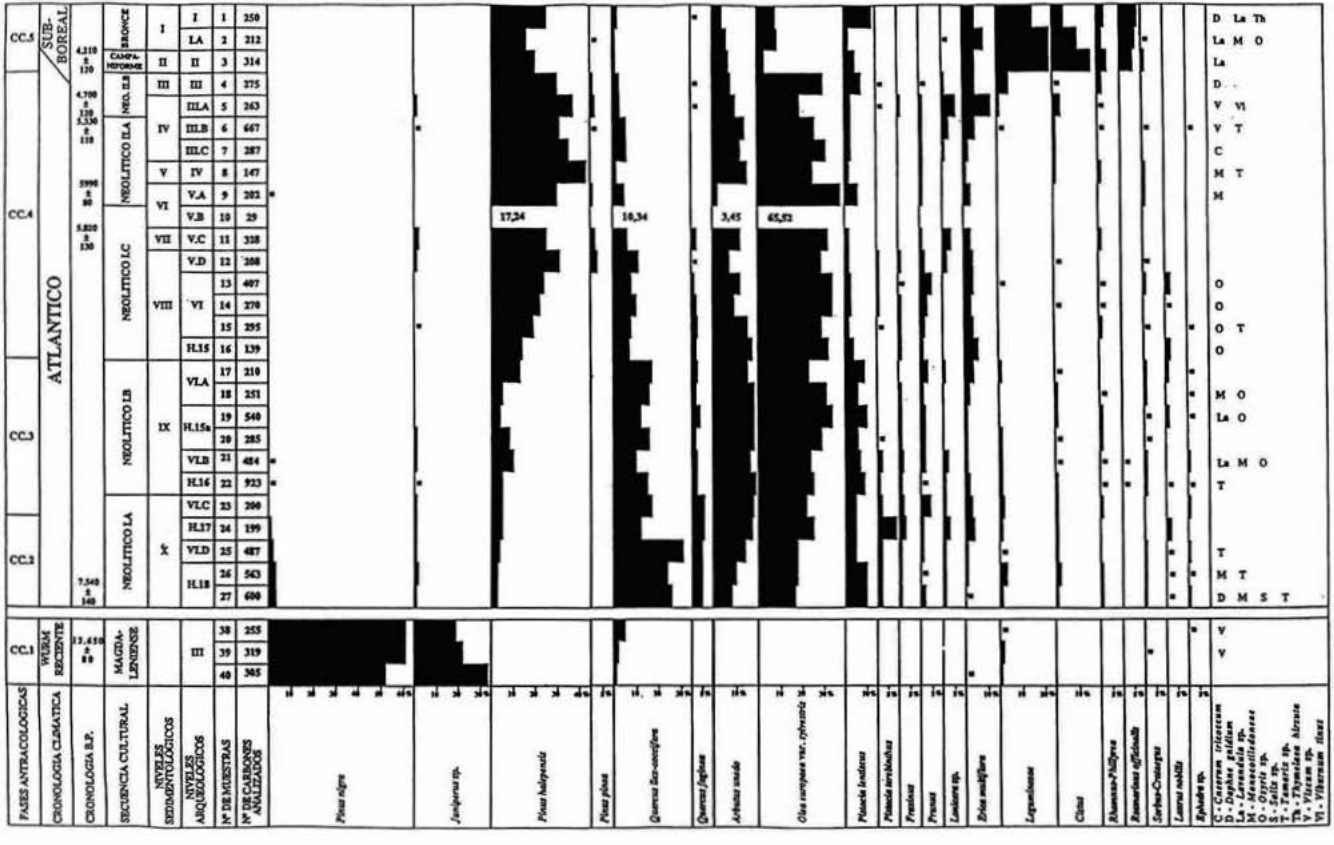


FIGURA 15
Diagrama antracológico de la Cova de les Cendres

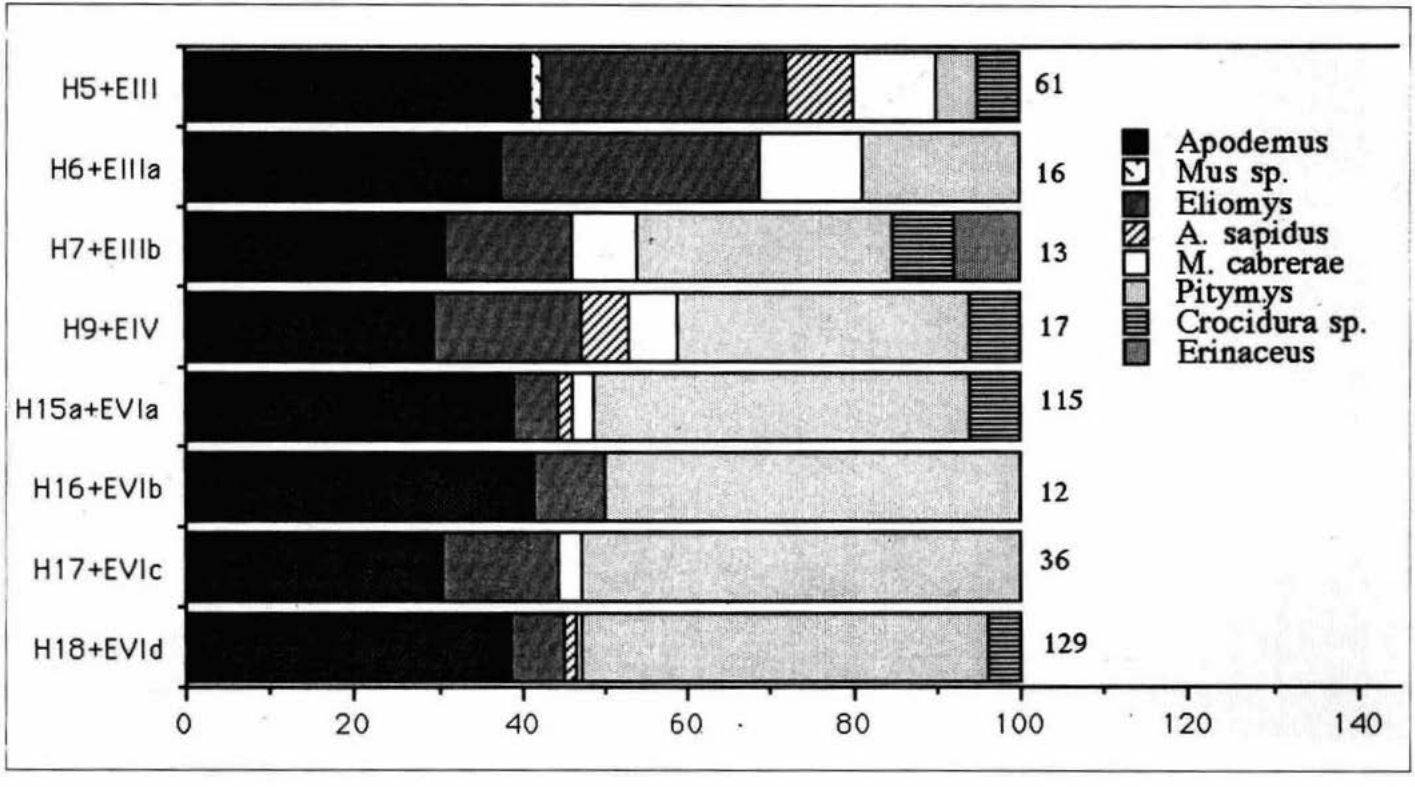


FIGURA 16
Distribución de los micromamíferos de la Cova de les Cendres por capas y N.M.I.

La microfauna, aunque escasa en los niveles VIII, VII, VI y V, presenta la particularidad de registrar la aparición de *Talpa*, especie que en Cataluña aparece en zonas con pluviosidad superior a los 600-700 mm; exigiendo como condicionante principal la existencia de terrenos blandos lo suficientemente compactos como para impedir el derrumbe de las galerías y ricos en fauna subterránea (GONSÁLVEZ, 1987). A partir del nivel IV se produce un descenso de *Pitymys duodecimcostatus* y el incremento de *Eliomys quercinus*. La primera especie ocupa siempre espacios abiertos, preferentemente campos de cultivos estables. Su descenso puede relacionarse con la erosión del suelo; al igual que la progresión de la segunda especie que prefiere, sobre todo, biotopos pedregosos ligados a zonas marginales del bosque. En este mismo sentido se puede interpretar la progresión de *Mus spretus*, frecuente en la maquia y garriga de la zona mediterránea.

La Unidad Superior, representada por los niveles IV a I (Neolítico IIB, Campaniforme y Bronce). Destaca aquí una mayor complejidad debida a la geometría lenticular de los propios estratos, que se presentan acuñándose en contactos frecuentemente erosivos. La fracción gruesa se concentra en zonas concretas del corte (especialmente junto a la pared N), y su morfología vuelve a ser subangulosa o angulosa, con poca alteración interna. Lo que nos lleva, de nuevo, a relacionar esta etapa acumulativa con un clima contrastado, que estimula la movilización de materiales de diverso calibre. La acción antrópica probablemente se combine aquí con las manifestaciones naturales de talante erosivo, hecho constatado en otros yacimientos coetáneos.

—Zona D (—105 a —85 cm), correspondiendo con la parte superior del nivel IV y la base del III (Neolítico IIB), siendo los niveles superiores polínicamente estériles. Se caracteriza por una disminución del pino, posiblemente debida a la acción del hombre, quedando un paisaje totalmente abierto. Hay cierta regeneración del *Quercus*, pero en porcentajes tan débiles que no se le puede dar una interpretación climática al coincidir con un medio antropizado.

La fase antracológica CC.5 coincide con los niveles de ocupación del Campaniforme y la Edad del Bronce en la Cova de les Cendres. En ella, se destaca el desarrollo de las especies de matorral: leguminosas, *Rosmarinus officinalis*, *Cistus*, *Erica multiflora*, *Lavandula* sp., *Rhamnus-Phillyrea*, *Thymelaea hirsuta*, *Osyris* sp., etc. Dentro de las leguminosas hay varios géneros y su conjunto supera el 20%. Los *Cistus* alcanzan su máximo porcentaje en esta fase. *Pinus halepensis* y *Olea* disminuyen sus frecuencias. *Quercus ilex-coccifera* está presente en los tres estratos, pero no supera el 2%. *Quercus faginea* ha desaparecido, prácticamente, al igual que los taxones de ripisilva. Se trataría de un *Querco-Lentiscetum*, acompañado de una fuerte presencia de las especies del matorral (*Rosmarino-Ericion*). Las dos comunidades pertenecen al piso bioclimático termomediterráneo, pero la segunda progresa en suelos degradados por factores antrópicos. Lo cual está en total acuerdo con los datos de la sedimentología. Los micromamíferos se expresan en este mismo sentido.

El conjunto del diagrama polínico recuerda bastante al de la Cova de l'Or (DUPRÉ, 1988) en el que, sin embargo, la acción antrópica parece haber sido todavía más importante. Teniendo en cuenta los resultados de otros yacimientos, como el Túnel dels Sumidors o la Ereta del Pedregal (DUPRÉ, 1988), se puede comprobar la existencia de una acción antrópica temprana, rápida y más importante de lo que se suele generalmente suponer en las inmediaciones de los hábitats humanos.

A los factores naturales, que influyen en la dinámica interna de la vegetación, a partir del Neolítico tenemos que considerar la acción del hombre sobre el paisaje vegetal. Las sociedades agro-pastorales se enfrentan a una primera necesidad: la búsqueda de espacios abiertos donde practicar la agricultura y el pastoreo. Para ello, hay dos posibilidades, la tala del bosque o el incendio controlado. Parece lógico pensar, que las primeras zonas alteradas serían aquellas de suelos profundos y no lejos del hábitat, como la formación del carrascal. La vegetación pronto va a dar su respuesta a estos fenómenos. No se quiere decir, ni muchísimo menos, que la acción del hombre fuera devastadora, simplemente tuvo que deforestar las áreas necesarias, sin poder siempre controlar el fuego, dadas las características de la vegetación mediterránea. El desarrollo de ciertas especies pirófitas, a lo largo de los diagramas antracológico y polínico de Cendres, induce a pensar que durante el Neolítico, Campaniforme y Bronce se practicó la ignicultura o agricultura de rozas. La progresión del matorral no debe disociarse del desarrollo agrícola y ganadero. La vegetación seguiría su curso normal en zonas no antropizadas o con mayor capacidad de regeneración.

I.1.2.4. Paleoeconomía

Los análisis paleoeconómicos de los restos obtenidos en la secuencia holocena del yacimiento se encuentran en fase de realización en la mayoría de los casos. Por esta razón sólo ofrecemos aquí los resultados preliminares de los restos icticos y paleocarpológicos. Junto a estos, la fauna de vertebrados (donde se ha documentado la presencia de animales domésticos desde el comienzo de la secuencia) y la fauna malacológica, muy importante en los niveles inferiores, conforman el conjunto de los recursos explotados por los habitantes de Cendres.

La secuencia holocena ha ofrecido un numeroso conjunto de restos ícticos. Cabe suponer, por su contexto de aparición y por las señales de fuego y manipulación que muestran algunos elementos, que la mayoría de los restos tienen un origen antrópico, sin que podamos descartar totalmente que una parte al menos pueda tener un origen distinto.

Esta nota se refiere únicamente a la descripción del catálogo de especies identificadas, dejando para un futuro el comentario de los resultados del análisis osteométrico, la identificación de las marcas de descuartizado o su propia distribución espacial.

En la Fig. 17, se ofrece la lista de especies presentes en el yacimiento. Se trata de un conjunto marino donde se configuran como especies dominantes el mero (*Epinephelus guaza*) representado por un 40% del total de restos determinados hasta el momento y el pagro (*Pagrus pagrus*) con un 15%. Desde una perspectiva diacrónica no parece que haya grandes variaciones en cuanto a presencia/ausencia de taxones entre los diferentes momentos, ni tampoco respecto a sus pautas de representación osteológica.

La mayoría de las especies, que aún hoy en día se encuentran fácilmente en nuestras costas, son demersales, habitando la subcomunidad litoral de la franja costera sobre fondos rocosos o bien de arena fangosa, aunque la dorada (*Sparus aurata*), la lubina (*Dicentrarchus labrax*), los Mugílidos y la anguila (*Anguilla anguilla*) también penetran en los estuarios y lagunas litorales, remontando esta última los ríos.

La presencia de bonito (*Sarda sarda*) y estornino (*Scomber japonicus*), ambos epipelágicos, que curiosamente sólo aparecen, al igual que *Trygla* sp., en los niveles H 14 y H15, atribuibles al Neolítico IC, constituyen la única excepción a este panorama.

Por el tipo de habitat de las especies determinadas y la no estandarización de las tallas es posible pensar en una pesca costera, que pudo llevarse a cabo con anzuelo, aunque tampoco hay que descartar el uso de redes u otras artes. Con respecto a la no estandarización de las tallas y al ser la mayoría de las especies piscívoras, hay que contemplar la posibilidad de que parte de los restos de los animales de más pequeño tamaño puedan proceder del contenido intestinal de otros de talla mayor.

En cuanto a los datos referidos a la estacionalidad el conjunto no es concluyente, ya que del hecho de que algunas especies se aproximen a la costa durante el verano poco se puede argumentar. Por otra parte, la lectura de los anillos de crecimiento sobre determinados elementos esqueléticos, presenta múltiples problemas que en nuestro caso se agravan, pues el bajo número de vértebras, otolitos y otros elementos esqueléticos susceptibles de ser utilizados para tal fin, no constituyen una base lo suficientemente amplia para otorgar validez a los resultados que se pudieran obtener.

En cuanto a los patrones de representación esquelética, en todos los niveles y para el caso de las especies mejor representadas como son el mero, el pagro, el pagel y la dorada, destaca la circunstancia de la baja proporción que alcanzan las vértebras frente a la abundancia de los elementos craneales y del esqueleto apendicular. Estas diferencias no pueden atribuirse a una conservación diferencial ya que, por ejemplo, en el mero, el *cleithrum* es el elemento que aparece mejor representado y, sin embargo, su estructura laminar lo hace más frágil y difícil de conservar que las fuertemente osificadas y robustas vértebras. Tampoco hay que buscar la causa de esta desproporción en un sesgo en la recogida de material durante el proceso de excavación, ya que la metodología empleada (cribado de la totalidad del sedimento con mallas de 0'5 mm) lo hace prácticamente imposible. Una explicación razonable de este fenómeno podría estar relacionada con la posible función de la zona del yacimiento excavada.

El estudio de semillas y frutos conservados en diferentes niveles arqueológicos de la Cova de les Cendres esboza aspectos concretos sobre la vida cotidiana y las características de la explota-

CLASE	ORDEN	FAMILIA	ESPECIE
CHONDRICTHYES			2 indeterminadas.
OSTEICHTHYES	Anguilliformes	Anguillidae	Anguilla anguilla (anguila)
		Muraenidae	Muraena helena (morena)
		Congridae	Conger conger (congrio)
	Scorpaeniformes	Scorpaenidae	Scorpaena scropha (cabracho)
		Triglidae	Trigla sp.
	Perciformes	Serranidae	Dicentrarchus labrax (lubina)
			Epinephelus quaza (mero)
		Carangidae	Trachurus trachurus (jurel)
		Sparidae	Pagrus pagrus (pagro)
			Pagellus erythrinus (pagel)
			Sparus aurata (dorada)
			Lithognatus mormyrus (herrera)
			Diplodus vulgaris (mojarra)
			Spondyliosoma cautharus (chopa)
			Oblada melanura (oblada)
			Sarpa salpa (salpa)
		Sciaenidae	Argyrosomus regius (corvina) Sciena umbra (corvallo)
		Mugilidae	Mugil sp.
		Scombridae	Sarda sarda (bonito)
			Scomber japonicus (estornino)

CUADRO 1

FIGURA 17

ción de los recursos vegetales para su consumo o aprovechamiento por los grupos humanos prehistóricos vinculados a este hábitat.

El inicio de esta investigación empieza a partir de la misma recuperación de muestras realizadas en diversos contextos sobre el terreno. Para separar los restos de semillas de la matriz de tierra, los sedimentos se lavaron con agua en tamices de malla fina, y una vez secos, se recogieron para su identificación que se realizó con un microscopio estereoscópico. La determinación está fundamentada bajo un principio de anatomía morfométrica comparada, sometida a comparación con las referencias morfológicas de los restos de semillas actuales y el auxilio de atlas especializados.

La totalidad de restos analizados se conservan en estado de carbonización, forma de fosilización común provocada bajo diversas formas accidentales por acción del fuego: torrefacción excesiva de las semillas en el momento de su preparación para su consumo, incendio de los restos en almacenamiento, o quizás por causas naturales, al tratarse de semillas no utilizadas que no fueron consumidas en su momento, y una vez desechadas sirvieron de combustible o fueron vertidas al fuego. En el caso de la Cova de les Cendres, el estudio nos permite indicar que se trataba de semillas desechadas, residuos de semillas que no fueron consumidas y su carbonización forma parte de operaciones accidentales no intencionadas. Junto con los restos vegetales se han conservado numerosos restos de excrementos (en total 116) que pertenecen a cabra u oveja, lo que constituye un argumento más de que esta mezcla proviene de desechos.

Las semillas analizadas proceden de diferentes muestras de las campañas de excavación pertenecientes a los años 1986, 1987 y 1989. Los resultados obtenidos ponen en evidencia que la producción vegetal reposa básicamente en la explotación cerealística de los terrenos cultivados, aunque la presencia de algunas leguminosas cultivadas apunta ciertas posibilidades relacionadas con la alternancia en los cultivos de los dos tipos vegetales. (Fig. 18).

La agricultura de la Cova de les Cendres se basa en la explotación principal de cereales (80%), entre ellos destacan concretamente los trigos desnudos de tipo duro (*Triticum durum/aestivum*), con algunas semillas de tamaño más pequeño que vinculamos a las desnudas de tipo compacto (*Triticum compactum*); las cebadas hexaploides (de seis carreras), simultáneamente las de tipo vestido (*Hordeum vulgare*) y las de tipo desnudo (*Hordeum vulgare* var. *nudum*). Finalmente documentamos una menor presencia de trigos vestidos, la escanda o trigo almidonero (*Triticum dicoccum*), y de manera testimonial la espelta menor o esprilla (*Triticum monococcum*), que estaría como planta arvense con los otros cultivos de cereales. Estas semillas serían reducidas a harina con el auxilio de molinos, y podrían ser consumidas en forma de hervidos o tortas.

La ausencia de espiguillas y de segmentos de raquis o de glumas junto con las semillas, constata que estos restos fueron transportados a la cueva después de diferentes operaciones agrícolas en otro emplazamiento (p.e. la trilla), llegando listas para su manipulación y consumo.

Junto con los cereales se combina, en muy poca proporción, la presencia de leguminosas, que les confiere en este caso un papel de alimento secundario. No obstante, estos restos están cualitativamente representados por varias especies. Entre ellos podemos destacar la presencia de habas de pequeño tamaño (panosas), (*Vicia faba minor*), principalmente, lentejas (*Lens culinaris*), de arvejas (*Vicia ervilia*) y guisantes (*Pisum sativum*).

Hasta la fecha siguen siendo pocos los ejemplares de leguminosas cultivadas determinadas en yacimientos españoles. Se ha sugerido en alguna ocasión que la introducción o adopción de las leguminosas en la península era más tardía y que sólo parecía generalizarse a partir del Neolítico final e incluso del Eneolítico o Bronce antiguo. La rigurosidad en la metodología de excavación en yacimientos neolíticos permite poner en tela de juicio las propuestas cronológicas de la presencia de leguminosas cultivadas y proponer, así, que su adopción, o en su caso domesticación, es más antigua de lo que se suponía, llegando incluso a horizontes del Neolítico antiguo.

Quedan por resolver los problemas de las técnicas de cultivo, así como la mezcla esporádica de leguminosas y cereales que podría explicarse como una alternancia de cultivos.

La alimentación en la Cova de les Cendres no estaría únicamente asociada con los productos agrícolas, sino que también se podría aprovechar la recolección de frutos silvestres del medio circundante, en el caso de que consideremos algunos restos de zarza (*Rubus fruticosus*) y de bellotas (*Quercus sp.*) identificados como productos de esta actividad recogidos para su consumo. No obstante, no podemos calibrar cual es la importancia que ocupa esta actividad dentro del régimen alimenticio de la Cova de les Cendres.

YACIMIENTOS	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
ESPECIES IDENTIFICADAS																				
Avena sp.									*											
Hordeum vulgare	*	*	*					*	*	*			*		*			*	*	*
Hordeum vulgare nudum	*	*	*					*	*		*		*						*	*
Lathyrus sp.																			*	
Lens culinaris	*																		*	
Pisum sativum	*																			
Triticum dicoccum	*	*		*				*	*				*						*	*
Triticum durum/aestivum	*	*	*	*				*	*		*		*		*	*	*	*	*	*
tipus compactum (+)	(+)	(+)						(+)	(+)		(+)					(+)		(+)		(+)
Triticum monococcum	*	*						*	*	*										
Vicia faba minor	*		*																*	
Vicia ervilia	*																			
Vicia sp.									*				*							
Olea europaea oleaster					*				*									*	*	
Papaver somniferum																				*
Quercus sp.	*	*										*		*	*			*	*	*
Rubus fruticosus	*																			
Vitis vinifera sylvestris									*											
Chenopodium album									*											
Galium sp.									*											
Liliaceae									*											
Melilotus/Trifolium															*					
Stellaria media																*				
Excrementos oveja/cabra	*																		*	
Leguminoseae								*								*				
Rosaceae									*											
Fibras Stipa tenacissima							*													*
Sin identificar						*			*											

YACIMIENTOS	N											
COVA DE LES CENDRES	1	COVA DE DALT DE TAVERNA	6	BÒBILA MADURELL	11	LA DRAGA	16
COVA DE L'OR	2	LA PASTORA	7	COVA D'EN PAU	12	CUEVA DEL BAJONCILLO	17
COVA DE LA RECAMBRA	3	COVA DEL TOLL	8	COVA 120	13	CUEVA DE NERJA	18
COVA DE LA SARSA	4	MINAS DE CAN TINTORER	9	GUIXERES DE VILOBÍ	14	CUEVA DEL TORO	19
COVA DEL LLOP	5	COVA DE CAN SADURNÍ	10	PLANSALLOSA	15	CUEVA DE LOS MURCIELAGOS	20

FIGURA 18. Yacimientos Neolíticos del mediterráneo peninsular con presencia de restos de semillas y frutos

Los resultados del estudio paleocarpológico muestran la existencia en la Cova de les Cendres de una economía de producción vegetal técnicamente implantada, diversificada en el aprovechamiento de las diferentes plantas utilizadas, pero manteniendo, probablemente, la recolección de frutos silvestres. Aunque la presencia de restos vegetales durante el Neolítico antiguo y medio peninsular es escasa (fig. 18), los resultados aquí presentados indican que con una orientación metodológica bien dirigida en la excavación de nuevos yacimientos, se empiezan a modelar otras perspectivas en el estudio de la adopción de la forma de economía de producción en la Península.

I.1.3. Conclusiones

Los resultados de los niveles pleistocenos son necesariamente limitados y provisionales. El objetivo del sondeo efectuado en el cuadro A-17, y más tarde ampliado a los cuadros A-18 y B-17 (actualmente en curso de estudio), era establecer con mayor precisión la dinámica cronoestratigráfica del Magdaleniense superior-final. La delimitación de las tres unidades sedimentarias descritas en el apartado dedicado a la estratigrafía han corroborado la existencia de una evolución sedimentaria que parece corresponder al Tardiglaciar. La datación de C 14 obtenida en el denominado estrato III y la industria a la que se asocia permiten, aquí sí, adscribir este momento al Magdaleniense superior. Desde el punto de vista paleoambiental el estrato III se correspondería con un momento de probable rigor ambiental que se aísla con claridad en el estudio sedimentológico y que se confirma desde el análisis antracológico y la microfauna (vegetación supramediterránea con un ombroclima tal vez seco o subhúmedo; presencia del *Microtus arvalis*). Entre las aves podría destacarse la presencia de la chova piquigualda, tal vez indicadora en nuestras latitudes de condiciones climáticas frías, si bien algunas especies de bosque templado tienden a relativizar esta consideración.

El estrato II muestra una evolución sedimentaria que puede reunirse del siguiente modo, su inicio (IIc) se caracteriza por la humedad y parece responder a condiciones templadas (elevada tasa de alteración que muestra el gráf. 7 y que afecta también al estrato III); su parte media (IIb) señala un cambio hacia un clima de nuevo posiblemente agresivo y progresivamente más seco, sus materiales señalan nuevos aportes detríticos de factura fresca, poco evolucionada y sin trazas de alteración postsedimentaria, que perdurarán con pocas variaciones hasta la parte superior (IIa) y el estrato I. La microfauna, a falta del estudio antracológico y palinológico, no decide el proceso descrito, marcando una situación más forestal en parte del estrato II y el estrato I, pero todavía contrastada con la del Holoceno (capas 31-34 del gráfico). La evolución observada en las aves puede dar cuenta de las manifestaciones del Tardiglaciar en relación con la línea de costa.

Durante el Holoceno el resultado de los diferentes análisis paleoambientales permite extraer una serie de conclusiones referidas tanto al desarrollo de las condiciones naturales, como a la interacción humana en el mismo. (fig. 19).

Se constatan tres grandes períodos paleoambientales:

1. Cubre los niveles X y IX (Unidad basal del análisis sedimentológico, Zona polínica A y Fases antracológicas CC.2 y CC.3) que, corresponde al Neolítico IA y IB. Su inicio viene marcado por una datación C 14 de los niveles basales que ha proporcionado la fecha Ly-4302 de 7540 ± 140 BP; datación que nos parece ligeramente elevada en relación a la industria asociada. Tanto el análisis de sedimentos, como el de polen se muestran de acuerdo en señalar este período como de estacionalidad más marcada, ya con una probable repercusión de la acción antrópica; por el contrario, la antracologia detecta ahora la mayor proporción de carbones mesófilos.

2. Cubre los niveles VIIIa-principios del IV (Unidad Media del análisis sedimentólogico, Zonas polínicas B y C; Fase antracológica CC.4), que corresponde al Neolítico IC y parte del IIA, la fase antracológica se prolonga hasta el Neolítico IIB. Para este momento se dispone de una datación C-14 referida al Neolítico IC, Ly-4303 de 5820 ± 130 BP. Entre este momento y la datación Ly-4304, de 4700 ± 120 BP, que marca los inicios del Neolítico IIB, se encuadra cronológicamente esta fase. Climáticamente, se trata del momento más húmedo. El análisis polínico lo divide en un primer período más húmedo (fase polínica B), seguido por un posible aumento de la aridez (fase polínica C) o, más probablemente, una mayor acción antrópica, habida cuenta de que sedimentológicamente no se constatan cambios en las condiciones climáticas. Idéntica evolución pare-

Estratigrafía	Niveles sedimentologicos	PERIODOS CULTURALES	SEDIMEN-TOLOGIA	PALINOLOGIA	ANTRACOLOGIA	MICROFAUNA
I	I	Bronce	**Unidad Superior** Clima contrastado Acción antrópica	Estéril	**Fase CC.5** Matorral de Rosmarino-Ericion	Estéril
IA						
II	II	Campaniforme				
IIA	III					
III		Neolítico IIB		**Zona D** Paisaje abierto	**Fase CC.4** Pinar secundario de Pino carrasco Antropización	Elaomys quercinus Pitymys duodecimcostatus
IIIA	IV					
IIIB		Neolítico IIA				
IIIC				**Zona C** Pinus Antropización		
IV	V		**Unidad Media** Arroyada difusa Precipitaciones regulares a lo largo del año			
V						
VA	VI					
VB		Neolítico IC				
VC	VII			**Zona B** Quercus Húmedo		
VD	VIII					
VI			**Unidad basal** Arroyada concentrada. Clima contrastado Húmedo			
VIA	IX	Neolítico IB		**Zona A** Paisaje abierto Antropización	**Fase CC.3** Reducción Quercus	
VIB						
VIC	X	Neolítico IA			**Fase CC.2** Quercus	
VID						
IX		Magdaleniense superior	**Avifauna** Pyrrhocorax graculus		**Fase CC.1** Pinus nigra Juniperus sp.	Microtus arvalis

FIGURA 19
Cuadro-resumen de los resultados de diferentes análisis paleoambientales

ce reflejarse en la fase antracológica CC4, si bien aquí con mayores porcentajes del estrato arbóreo, dominado ahora por *Pinus halepensis*.

3. Cubre la parte superior del nivel IV y hasta el nivel I (Unidad Superior del análisis sedimentológico; Zona polínica D y antracológica CC.5), que corresponde al desarrollo entre el Neolítico IIB y la Edad del Bronce. Aparte de la fecha inicial antes citada, se posee una datación referida al Horizonte Campaniforme: Ly-4305 de 4210 ± 120BP. Climáticamente, se vuelve a encontrar una estacionalidad marcada, con períodos de aridez notables; todo ello combinado con una fuerte acción antrópica detectada en todos los análisis.

I.2. La plataforma continental adyacente al tramo litoral La Nau-Moraira

*Luis Somoza y Jorge Rey**

I.2.1. Descripción general de la plataforma

La plataforma continental propiamente dicha se extiende a continuación del litoral hasta la zona de ruptura de pendiente a —150 ± 20 metros (Fig. 20). Se trata de una plataforma que se encuentra desarrollada sobre la zona de transición entre un margen estable de tipo progresivo (Golfo de Valencia) y un margen de tipo intermedio con una cobertera sedimentaria mucho más reducida (Alicante-Murcia) (STANLEY, 1977; MAUFFRET, 1979; SERRA *et al.*, 1979; REY y DÍAZ DEL RÍO, 1983). Ambos márgenes están vinculados a la historia geológica de la cuenca Mediterránea occidental, que inició su desarrollo en el Terciario. La formación de esta área culminó con un proceso distensivo cuyos efectos pueden ser observados en las cuencas neógenas y cuaternarias subsidentes del Este peninsular (VEGAS *et al.*, 1980). La plataforma continental de Valencia constituye una de estas áreas.

En esta zona, la plataforma reduce su extensión hasta un 50% frente al Cap de la Nau (14 km) como consecuencia del umbral que se establece con la prolongación bajo el mar de las unidades béticas que enlazan con el bloque balear. Este hecho, junto con el régimen hidrológico que se establece como consecuencia de la posición geográfica del saliente que forman el Cap de La Nau y Sant Antoni dentro del contexto hidrodinámico general de la circulación mediterránea, y el aumento rápido de la profundidad en este sector de la plataforma, determina la instalación en el lugar, de ambientes deposicionales de características distales en su zona interna. De esta forma, la distribución de los sedimentos finos del tipo fango se pueden encontrar en zonas de profundidad restringida, aunque el régimen general de las corrientes litorales es suficientemente energético para mantener las zonas infralitorales con arenas relativamente limpias.

Tanto la plataforma continental como el litoral están diferenciados por un conjunto de factores y procesos que los caracterizan. La zona litoral, se comporta como un dominio en continua evolución donde los procesos son de gran intensidad y corta duración a escala geológica, estableciéndose un continuo equilibrio dinámico. Las unidades cuaternarias de las zonas litorales son el resultado de la herencia de fenómenos que tuvieron lugar cuando el nivel del mar estaba situado a otras cotas. La diversidad de factores oceanográficos y estructurales que han actuado sobre estas zonas costeras, trae como consecuencia la aparición de una gran variedad genética y textural de las unidades deposicionales cuaternarias (REY y MEDIALDEA, 1990).

En contraposición a lo anterior, la edificación de la plataforma continental ha estado regida por una serie de factores que han condicionado las características deposicionales, y el desarrollo de los depósitos ha estado controlado por procesos de mayor duración a escala geológica. Entre estos factores destacan: el contexto estructural y la morfología del margen, el clima y sus fluctuaciones, las oscilaciones del nivel del mar, los factores oceanográficos físicos y químicos y los biológicos.

El aspecto actual de la plataforma muestra que ha sufrido cambios durante el Cuaternario, si bien durante el Holoceno ha estado afectada por una serie de procesos que han dado como resultado su remodelación superficial en detalle desde el punto de vista morfológico y sedimen-

* Instituto Español de Oceanografía. Fuengirola, Málaga.

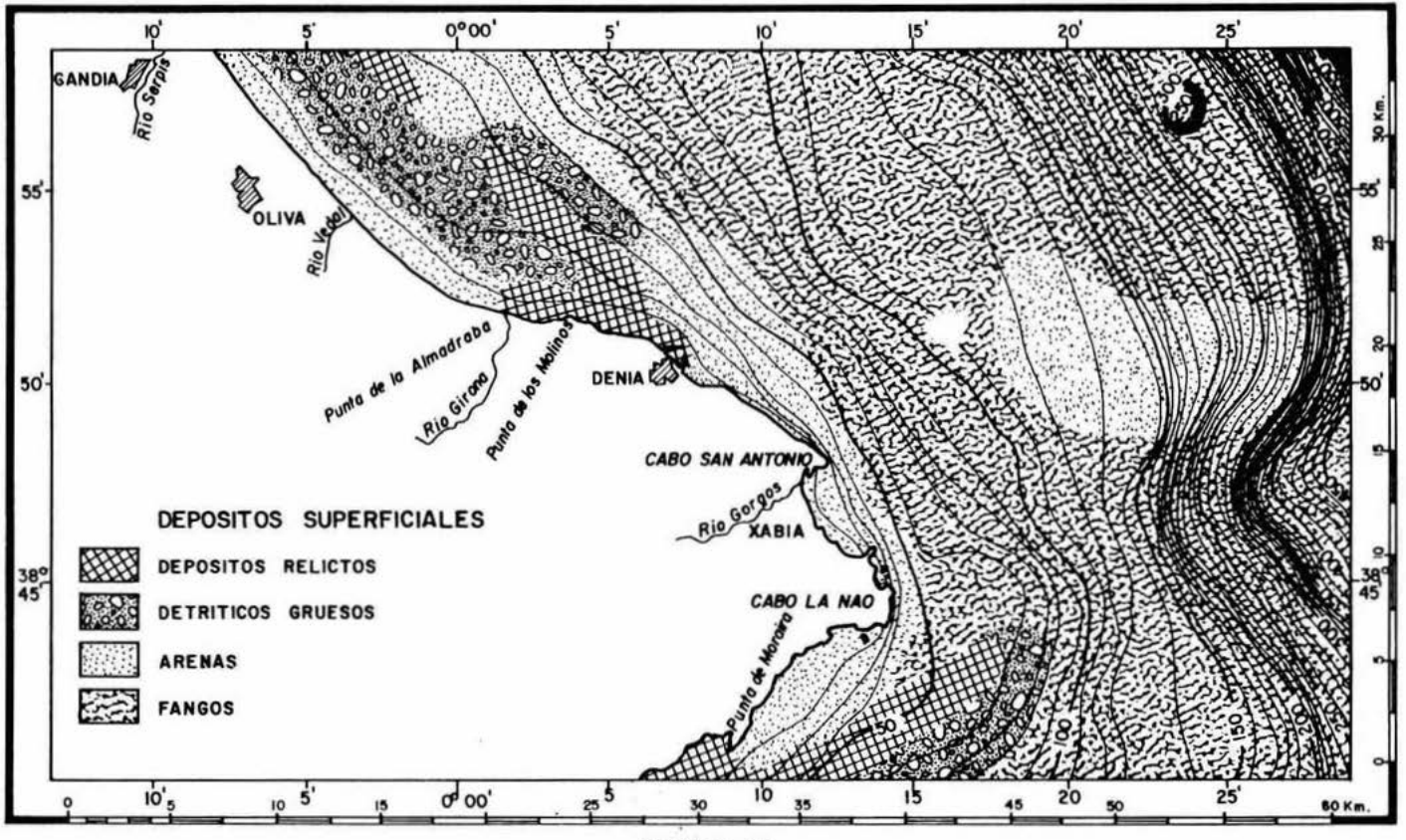


FIGURA 20
Esquema simplificado de la batimetría y distribución de los materiales superficiales en la plataforma continental frente al sector de costa comprendido entre Gandía y Moraira

tario. Todos esos fenómenos hay que ligarlos a los episodios de las oscilaciones climático-eustáticas, observándose de forma clara dos tendencias: por un lado el sector al norte del Cap de la Nau, influenciado por la transgresión en el último ascenso eustático del Holoceno y los movimientos progresivos de flexura generalizada asociada al descenso continuado de bloques del basamento profundo hacia el promontorio balear (Díaz del Río, Rey y Vegas, 1986) y de otra parte, el sector meridional, en el que los episodios de máximos eustáticos se asocian a subsidencias diferenciales más superficiales provocadas por el rejuego de bloques someros, controlado principalmente por la neotectónica distensiva (Somoza, 1990).

La información que se presenta en esta zona de la plataforma ha sido extraída básicamente de los perfiles sísmicos marinos obtenidos en la campaña La Nao-90, correlacionándolos con los sondeos mecánicos realizados en la Marjal de Pego y en la cuenca de Xàbia (ver más adelante, fig. 28).

I.2.2. Los acantilados de Moraira

La sedimentación cuaternaria litoral y de plataforma en el área está totalmente afectada por la neotectónica del movimiento de la fractura Cádiz-Alicante, que da lugar a fenómenos de subsidencia por proceso de escalonamiento de bloques de forma similar a lo que ocurre en la zona de Xàbia.

Los perfiles sísmicos realizados en esta zona de la plataforma muestran una secuencia de superposición de *beach-rocks* paralelos a la costa, cubiertos por una cobertera de sedimentos no consolidados de plataforma de una edad holocena.

El perfil 1 de la Figura 21, que se sitúa frente a la bahía de Moraira, muestra las siguientes secuencias sismodeposicionales, que de muro a techo son:

A. Esta unidad constituye el basamento mesozoico que se sumerge rápidamente hacia la plataforma y en el que se desarrollan fallas normales.

B. Una unidad mio-pliocena transgresiva que se apoya sobre el basamento y presenta superficies de erosión importantes, que están caracterizadas por presentar una alta reflectividad.

C. Una secuencia de reflectores de gran amplitud con varias geometrías lobuladas, con bases definidas por reflectores horizontales y techos irregulares. Esta secuencia sísmica se interpreta como un conjunto de apilamiento de *beach-rocks* cuya posición está sujeta al hundimiento que genera el escalonamiento del sistema de fracturas. A este conjunto de *beach-rocks* (fig. 21) se le asigna una posible edad pleistocena, y marcaría la línea de costa anterior a los procesos de subsidencia. Este hundimiento traerá como consecuencia el retroceso de la línea de costa para los períodos de máximos de nivel del mar que le sucedieron. Las superficies erosivas se formarían durante los procesos de transgresión.

Sobre la secuencia anterior, se apoya hacia el norte (fig. 22) una unidad progradante ampliamente desarrollada y paralela a la línea de costa actual, en la que la geometría de los reflectores internos es claramente progradante, mostrando un núcleo interno con forma lenticular y reflectores concéntricos en su interior. La característica más notable de estas estructuras es que presentan reflectores oblicuos hacia tierra. Ello podría estar relacionado con un sistema de cordones litorales y dunas transversales asociadas a la parte más cercana a tierra.

D. Es la secuencia más superficial, constituida por unas facies sísmicas con reflectores paralelos y continuos, que van aumentando su transparencia hacia el muro. Está formada por sedimentos finos de edad holocena en la que se pueden encontrar áreas de sedimentos con alto contenido en gases, generados posiblemente por la maduración de la materia orgánica contenida en alguno de los niveles de materiales finos (Rey, 1990). Estas áreas de sedimentos gasificados provocan apantallamientos acústicos en los registros sísmicos (Acosta, 1984).

I.2.3. Interpretación de las secuencias sísmicas deposicionales

Las secuencias cuaternarias deposicionales observadas están controladas por la fractura Cádiz-Alicante mediante subsidencia escalonada de la plataforma continental. Este control tectónico va

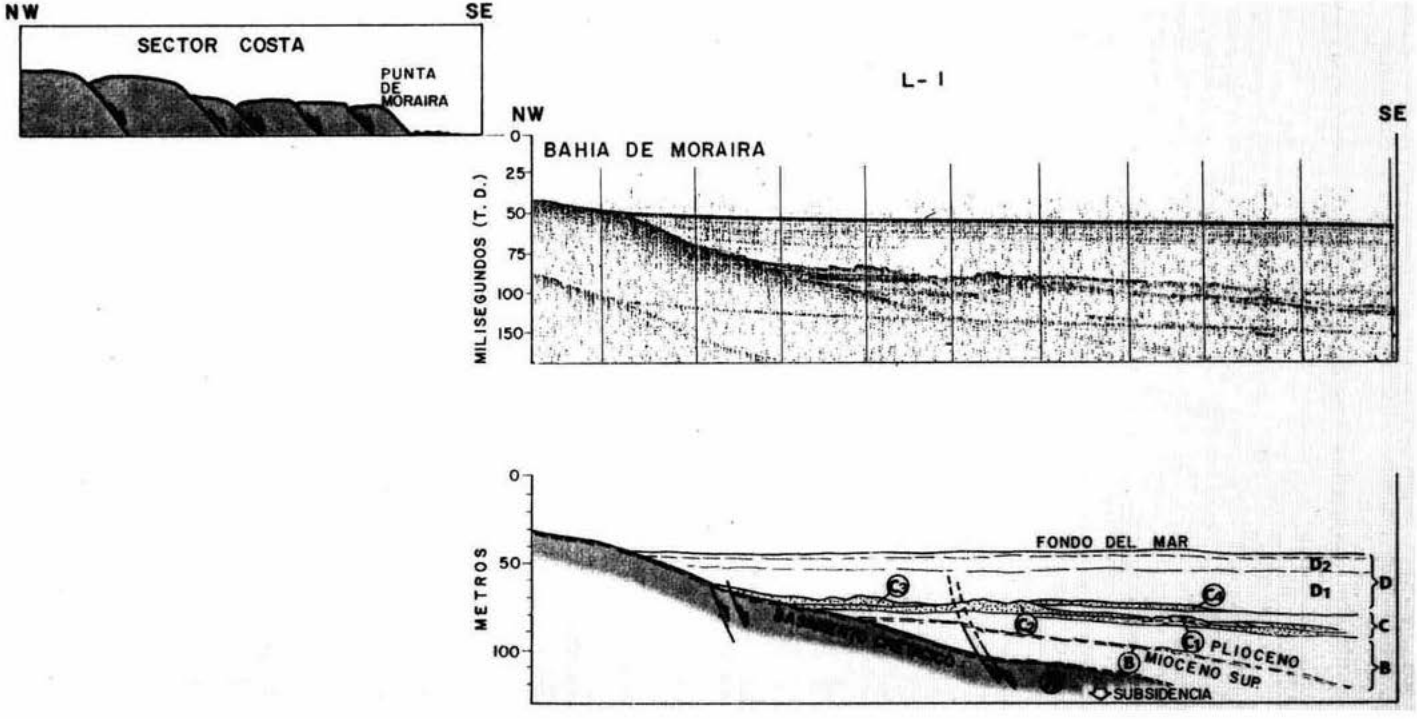


FIGURA 21
Perfil sísmico L-1 (Geopulse 300 julios) y su interpretación, realizado en la plataforma continental adyacente a la bahía de Moraira. Puede observarse el control tectónico de la costa y el apilamiento de «beach-rocks» pleistocenos (unidad c) asociados a procesos de subsidencia.

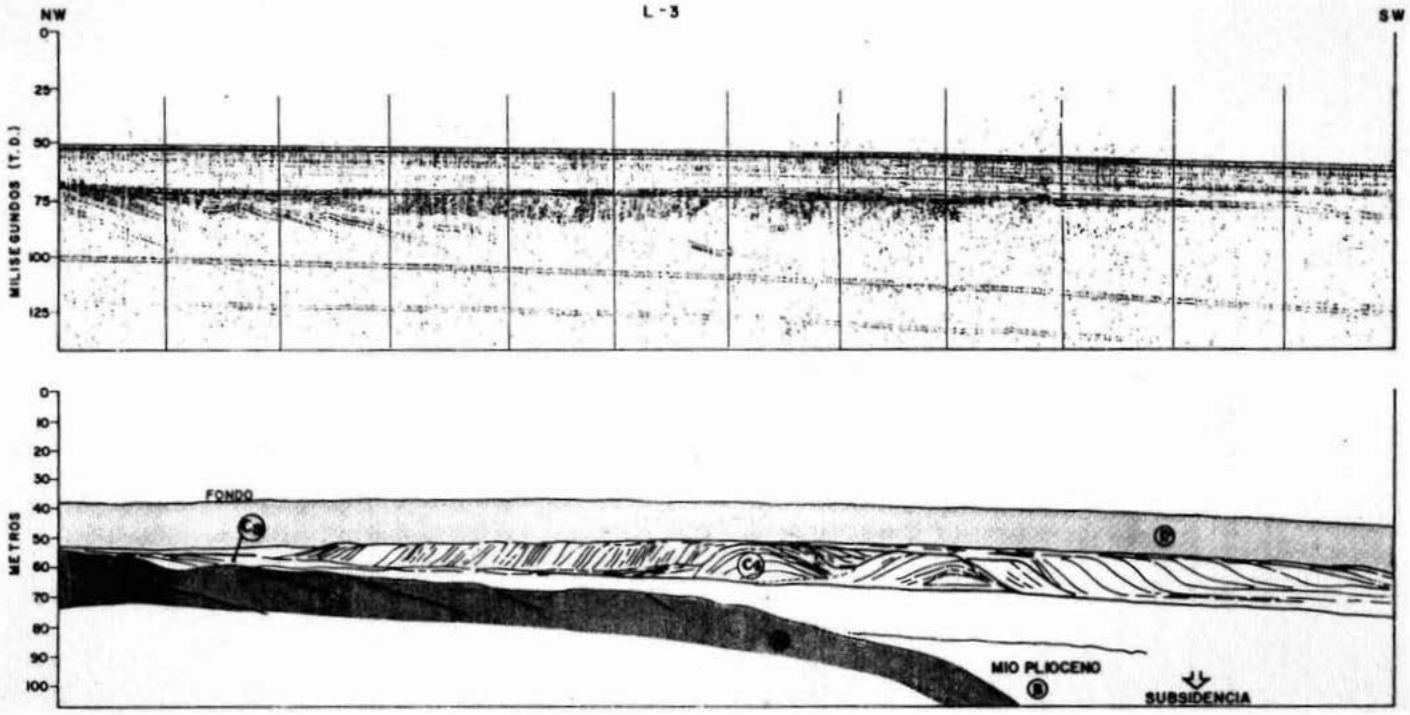


FIGURA 22

Perfil sismico L-3 (Geopulse 300 julios) y su interpretación, realizado frente a la bahía de Moraira.
Puede observarse una unidad C4 ampliamente desarrollada cuya interpretación parece estar relacionada con un conjunto progradante litoral asociado con un ascenso continuo del nivel del mar (¿por subsidencia continua?).
Esta unidad, por correlación con los anteriores perfiles sísmicos, podría asociarse al Pleistoceno superior.
Por encima se superpone una secuencia transparente (d) correspondiente a depósitos de plataforma

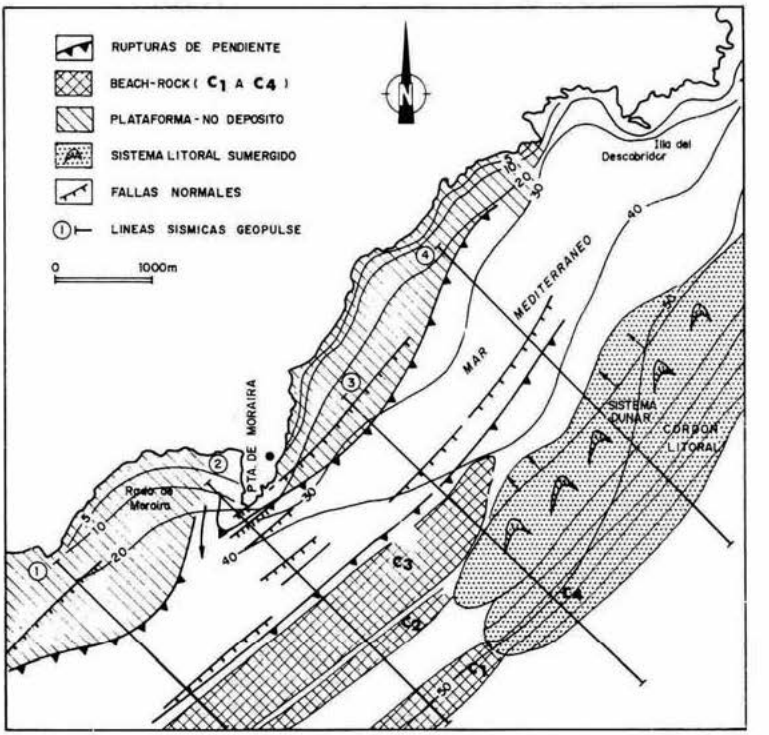


FIGURA 23

Relación entre los niveles de «beach-rock» pleistocenos y la fracturación en la plataforma continental adyacente a la Punta de Moraira. El nivel C4 que se superpone sobre los anteriores se interpreta como un desarrollo de cordón litoral, con un sistema de dunas en la zona interna y progradación litoral en la externa. Posteriormente a este nivel se produce un retroceso (por subsidencia) en la línea de costa que de lugar al tipo de costa acantilada de la actualidad

dando lugar al retroceso de la línea de costa en cada máximo del nivel del mar, desde el Pleistoceno hasta la actualidad.

Basándonos en la situación de las secuencias sismoestratigráficas que definen la línea de costa para cada uno de estos máximos, podemos inferir que, durante los máximos del nivel del mar en el Pleistoceno superior, la línea de costa podría estar situada a una distancia aproximada de 4 km, con una orientación subparalela (fig. 23). Por otra parte, cabe señalar que el alto grado de hundimiento del área ha dado lugar a una modificación del ambiente litoral desde el Pleistoceno medio-superior al Holoceno, evolucionando desde una costa dominada por cordones litorales y restingas, con un amplio desarrollo de los sistemas dunares asociados, hacia una costa acantilada con un fuerte gradiente de la profundidad del mar en la zona infralitoral.

II. PARADA 2. EL CUATERNARIO RECIENTE DE LA RADA DE MORAIRA

II.1. El complejo relicto de restinga-albufera

*Mª José Viñals y Mª Pilar Fumanal**

La restinga-albufera de Moraira se interpone entre el tramo costero acantilado del Cap de la Nau-Punta de Moraira y el Penyal d'Ifac al Sur.

Los materiales geológicos sobre los que se entalla esta formación se integran en el sinclinal de Benissa y son margas, calizas arenosas y arcillas del Mioceno (facies «tap»).

Diversas unidades configuran el área (fig. 24); destacando en importancia las siguientes:

—La cuenca de drenaje. Tiene una longitud de unos 5 km y una pendiente general de un 3%. La morfología del valle en su tramo final es de fondo plano y geometría convexa; obedece a las evoluciones de dos cursos principales: al E, el Barranc Roig, de clara orientación N-S y trazado rectilíneo que se estructura posiblemente a partir de una falla. Sus tributarios muestran una fuerte pendiente, son de corto recorrido y perpendiculares al cauce principal; parten de las estribaciones del Puig de la Llorença, murallón calcáreo que flanquea el valle de Moraira alineándose por el E en una serie de acantilados marinos; y abastecen de cantos calizos y *terra rossa* al sistema fluvial.

Confluyendo por su margen derecha se unen el Barranc dels Passos y el de les Fonts que drenan margas miocenas. Esta red, que tiene forma dendrítica y valles en cabecera de fondo plano, presenta un fuerte encajamiento en la zona distal, ya cerca de su enlace con el Barranc Roig, dando lugar a un conjunto de terrazas.

Diversos perfiles ubicados a lo largo de la cuenca muestran repetidamente una secuencia sedimentaria que en la base presenta una potente acumulación de limos rojos en facies de llano de inundación, sobre la que, en contacto erosivo, aparece una nueva fase de aluvionamiento con materiales margosos en facies de fondo de canal o barra longitudinal, que pasa hacia arriba a llanura de inundación.

Parece evidente, por tanto, que la red se jerarquiza en principio a favor de los aportes detríticos del Barranc Roig, que en una evolución posterior posiblemente comandada por una situación de bajo nivel marino llega a capturar el área de drenaje situada en su margen derecha.

—Formaciones de restinga. Dos cuerpos sedimentarios de textura arenosa, dimensiones reducidas y edad diferente, cierran este espacio húmedo. El más antiguo, de edad eemiense (U/Th, 132.000 ± 7000), se apoya directamente sobre salientes rocosos y tiene una altura aproximada de 5 m. Su litología es oolítica y aparece con una fuerte consolidación debida a carbonataciones postsedimentarias. La naturaleza de los materiales y su orientación a resguardo de la deriva longitudinal, permiten pensar en el protagonismo de la corriente transversal en la construcción de aquella barrera. Adosada a su parte distal, aparece una alineación dunar, que testifica la existencia en aquellos momentos de un antiguo estrán emergido, fuente de alimentación de este depósito eólico.

La barra holocena está constituida por arenas sueltas detrícticas. Tiene escasa potencia y forma un suave arco que penetra unos 15 m. a partir del área de rotura de la restinga anterior.

* Departament de Geografia. Universitat de València.

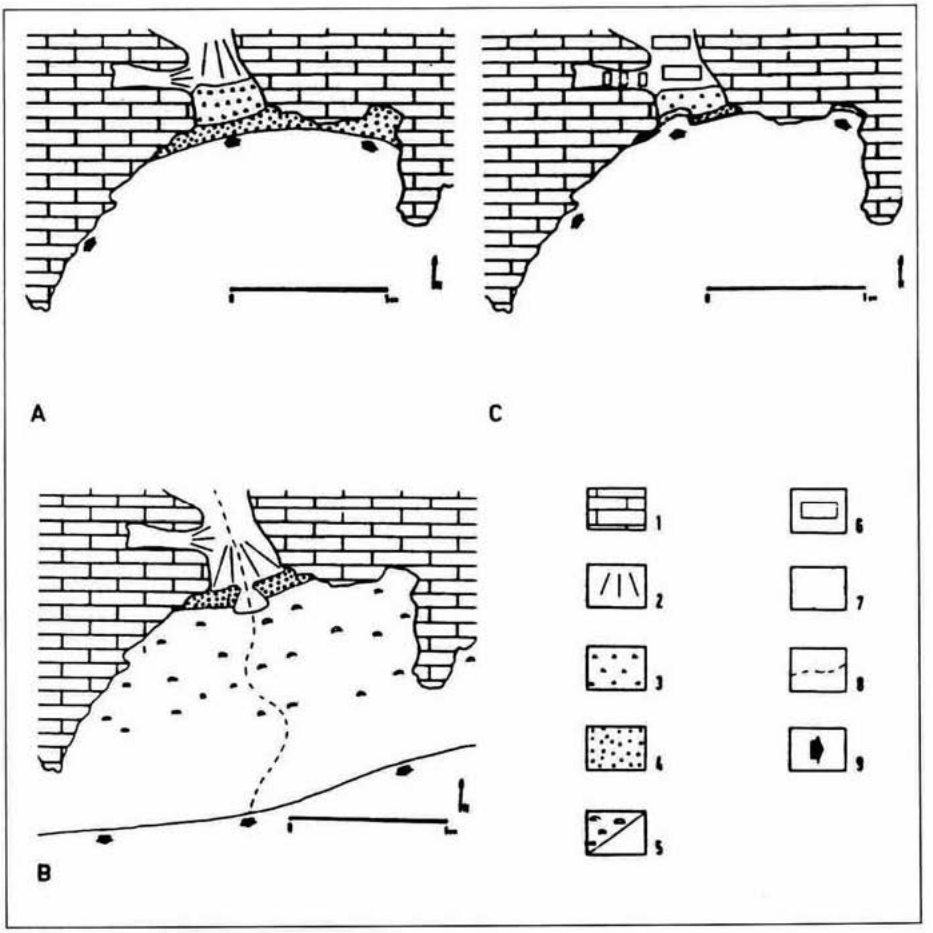


FIGURA 24
Reconstrucción en planta de las fases de evolución. 1: Relieves. 2: Conos aluviales. 3: Marjal. 4: Restinga oolítica. 5: Dunas y playa fósiles. 6: Valle del fondo plano. 7: Restinga actual. 8: Curso fluvial. 9: Sentido de la oscilación marina

—El área de la marjal. Se ubica en una estrecha franja tras las formaciones de barrera, aprovechando la menor pendiente del tramo distal del valle. Los sedimentos que la rellenan son limos y arcillas turbosos y su alimentación hídrica ha estado vinculada a los aportes de aguas dulces fluviales.

II.2. Evolución paleogeográfica

Las dataciones de U/Th llevadas a cabo en los materiales oolíticos de la restinga fósil y el estudio morfoestratigráfico de la zona han permitido la reconstrucción de las siguientes fases de evolución durante el Pleistoceno superior:

A/ En el entorno del interglacial eemiense (estadio 5 de Emiliani), bajo un clima más cálido que el actual y con un nivel marino en ascenso, se forman sobre la plataforma cordones de litología oolítica a los que se asocian barras submarinas en progresión hacia la costa que irían cerrando la bahía, creando espacios albufereños. La última posición transgresiva de estas barras queda materializada por la restinga fósil de Moraira.

B/ Las manifestaciones frías estadiales provocan a continuación un descenso del nivel marino. Un amplio estrán emergido frente a la antigua restinga permite el desarrollo de alineaciones dunares que llegan a superponerse a esta formación. La abundancia de carbonatos en la zona favorece la consolidación de ambos cuerpos sedimentarios situados en posición de interfase entre las aguas dulces y las salobres. El incremento de pendiente por el descenso glacioeustático provoca una erosión regresiva de la red que abre la restinga e inicia el drenaje del valle.

C/ El interglacial actual reinstala la dinámica marina eemiense. En el Holoceno inferior una barrera que se apoya en los extremos de la restinga fósil da lugar a la formación de un reducido ambiente palustre. El máximo flandriense destruye la morfología anterior e irrumpe sobre la marjal, introduciendo arenas que la cubren en parte. La situación actual contempla en esta área una parcial retirada del mar, que se estima en unos 50 m; en esta playa se observa una berma permanente de 1 m de altura aproximada.

II.3. Conclusiones

A/ Condicionamientos tectónicos

—Pese a la morfología de este tramo costero, con fallas en rectángulo que enmarcan el área, se podría hablar de una cierta estabilidad tectónica durante el Pleistoceno superior, que ha impedido la destrucción y/o desnivelación de la restinga eemiense. Este argumento coincide con las observaciones constatadas en el tramo acantilado septentrional de la Nau-Moraira y en la restinga fósil de Xàbia. El hundimiento de dovelas en estos tramos costeros —Granadella, les Cendres...—, posiblemente se remonta al Pleistoceno medio o inferior.

B/ Incidencia de la morfología fluvial en este medio albufereño.

—Existe una conexión directa entre las oscilaciones glacioeustáticas y la respuesta fluvial de esta cuenca, sobre todo en el tramo final.

—El gran aporte sedimentario fluvial con una relativa remoción activa en la base impide el desarrollo de extensos espacios de marjal. La restinga fósil actúa de dique de contención impidiendo la evacuación normal de los depósitos que adoptan una geometría longitudinal convexa. En momentos de alto nivel marino favorece el encharcamiento en la llanura de inundación.

C/ Elementos condicionadores de la formación de ambientes de restinga-albufera.

—El gradiente suave de la plataforma continental es adecuado para la instalación de este pequeño ambiente albufereño. No obstante, el perfil longitudinal del valle acusa una fuerte pendiente que restringe las posibilidades de expansión hacia el interior del área de marjal.

—En momentos de bajo nivel marino, restingas antiguas pudieron apoyarse en los salientes estructurales (Punta de Moraira, Penyal d'Ifac), situación en la que la deriva litoral pudo tener cierto protagonismo. En cambio, en momentos transgresivos, las prominencias rocosas protegen

la línea de costa de los influjos de la deriva longitudinal, cediendo la responsabilidad de la construcción de las barras a la corriente transversal.

—La distinta envergadura y litología de las dos restingas, lleva a pensar en las condiciones de la fuente de alimentación.

La barra eemiense se formó a expensas de abundantes materiales oolíticos que se desarrollaron en las inmediaciones. La actual carece de tal material de aprovisionamiento porque las temperaturas del Mediterráneo hoy no permiten el crecimiento de estas concreciones. La falta de dichos materiales y la carencia de suministros fluviales importantes minimiza el desarrollo de las restingas holocenas.

D/ Diferencias en la dinámica marina

—La zapa marina actual a las dunas y restinga fósil llevan a la consideración de unas condiciones más enérgicas del mar holoceno o a un leve hundimiento de este tramo costero en época reciente.

III. PARADA 3. EVOLUCION CUATERNARIA DE LA BAHÍA DE XÀBIA

III.1. Registro sedimentario, rasgos biológicos y cronoestratigráficos

Mª Pilar Fumanal; Mª José Viñals*; Giorgio Belluomini**; Juan Usera***; Guillem Mateu**** y Michèle Dupré**

La bahía de Xàbia se sitúa al N de la provincia de Alicante entre los cabos de Sant Antoni y de La Nau, interrumpiendo la morfología acantilada de este tramo costero. Conserva un conjunto de formaciones fósiles que responden a antiguos complejos de restinga-albufera.

Su secuencia sedimentaria presenta un registro completo del Cuaternario que ha podido estudiarse a partir, tanto de los perfiles subaéreos, como de los obtenidos mediante una serie de sondeos que han llegado a profundizar hasta el sutrato.

III.1.1. Aspectos geomorfológicos

Diferentes unidades geomorfológicas configuran el actual paisaje de esta zona: el área de marjal, las dunas y restingas litorales, las cuencas de drenaje, y la plataforma continental (fig. 25).

Els Muntanyars es el topónimo con el que se conoce el complejo de restinga fósil a partir del cual se articula el perfil costero actual. Se trata de una formación de calcoarenita de geometría alargada que se extiende en la dirección NW-SE desde el puerto hasta Cala Blanca. Desde su pérdida de funcionalidad, este sistema ha estado sujeto a la erosión marina que ha desmantelado parte del frente de la restinga.

El Salobre y el Saladar constituyen depresiones escasamente drenadas situadas tras el cordón relicto y en donde estacionalmente se embalsa agua.

L'Arenal, ubicado en la ensenada de la Fontana, de geometría arqueada, constituye la única playa de arena no consolidada. Dicha formación se entalla en el Muntanyar, rotura por la que penetra el mar holoceno, dando lugar a una reducida barra que, actuando de dique, permite el esporádico encharcamiento de la zona interior.

Este espacio está drenado por el Riu Gorgos que tiene una amplia cuenca labrada sobre materiales margosos y calizos. En la ensenada de Xàbia forma un importante abanico aluvial en el que el río se encaja actualmente.

* Departament de Geografía, Universitat de València.
** Dipartamento de Geochimica, Universitá de La Sapienza,. Roma.
*** Departament de Geologia, Universitat de València.
**** Instituto Español de Oceanografía. Palma de Mallorca.

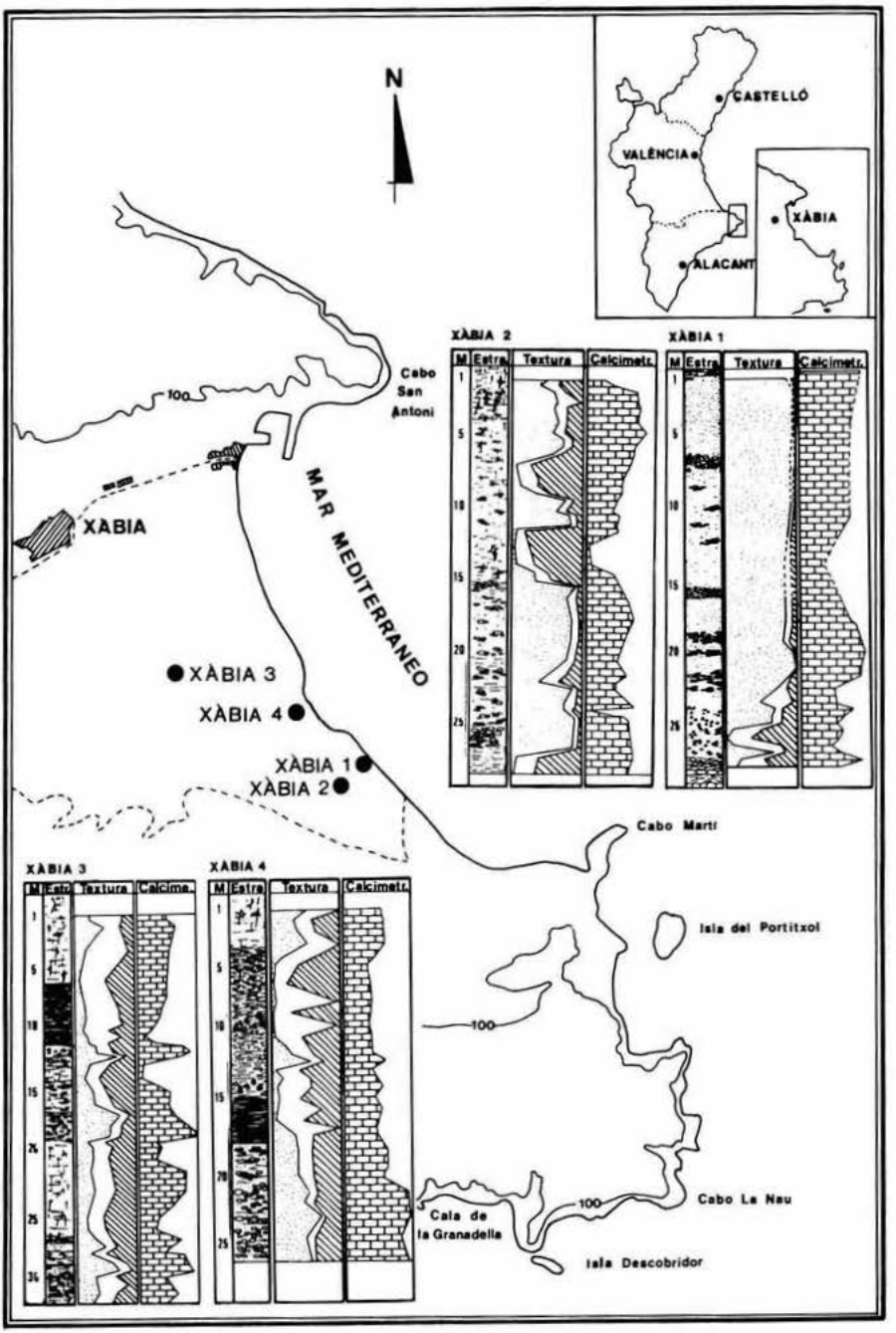


FIGURA 26
Situación y rasgos sedimentológicos de los sondeos de Xàbia (X-1, X-2, X-3, X-4)

III.1.2. Secuencias sedimentarias litorales

La secuencia sedimentaria de la bahía de Xàbia ha tenido que ser estudiada a partir de los materiales obtenidos mediante sondeos mecánicos. Para tal cometido se eligieron cinco puntos significativos (fig. 26) cuya ubicación permitiría reconstruir la topografía de la cubeta precuaternaria y la geometría de los depósitos plesitocenos y holocenos.

Las características de los materiales analizados se han establecido en base al análisis textural, contenido en carbonatos, materia orgánica y forma de la curva e histogramas granulométricos.

El sondeo XABIA 1 se ubica en el Muntanyar Alt, y alcanza una profundidad de —32 m, llegando al sustrato precuaternario.

El sondeo XABIA 2, situado tras el Muntanyar Alt, llega a —29 m, tocando el sustrato terciario (fig. 27).

El sondeo XABIA 3 es el más interior, perfora el abanico aluvial del Gorgos y llega a —32 m.

El sondeo XABIA 4 se ubica en l'Arenal y llega a una profundidad de —22m.

III.1.3. Evolución paleogeográfica

En base a los datos aportados por la sedimentología, palinología y micropaleontología matizados por las dataciones absolutas, se ha llegado las conclusiones que a continuación se refieren. La adscripción temporal del registro general de la bahía de Xàbia contempla la totalidad de la sedimentación cuaternaria, ya que en varios puntos se ha alcanzado el sustrato, que parece extenderse hacia la profundidad de —35 m. La escasa potencia del registro se relaciona con los factores de control estructural que afectan al área. Este hecho unido a la existencia de cordones fósiles que se construyeron a la cota a la que hoy se mantienen, permite hablar de una cierta estabilidad tectónica a grandes rasgos.

Las fases de evolución de la cuenca quedan reflejadas en los siguientes episodios:

El Cuaternario inferior está mal representado y no se poseen dataciones seguras para definirlo con precisión. Más información se dispone de las fases iniciales del Cuaternario medio, asociado a momentos de regresión marina, en los que abanicos aluviales y ríos progradan libremente sobre la plataforma, depositando grandes cantidades de sedimentos captados en el registro (posible adscripción al estadio isotópico 8).

El estadio 7 de Emiliani (interglacial Mindel-Riss de la cronología alpina) está representado por una formación litoral y marina bien desarrollada, lo que supone unas condiciones costeras que se superponen a los anteriores aportes continentales.

Un posterior retroceso de la línea de costa y la degradación de las condiciones climáticas (marcada aridez que facilita la removilización eólica) correspondientes al estadio 6 de Emiliani (Riss alpino), da lugar a la instalación de potentes edificios dunares que en los milenios posteriores sufrieron una rápida consolidación. Su topografía así fosilizada tendrá, a partir de este momento, una gran transcendencia geomorfológica en la evolución sedimentaria de la zona, ya que actuará como dique natural que se interpondrá en las interacciones continentales y marinas.

Tan sólo en su parte central (actual Arenal), se crea una apertura propiciada por la fractura y hundimiento de un bloque, que el río Gorgos aprovecha para regularizar su perfil buscando el nivel de base.

El estadio 5 de Emiliani (Riss-Würm) tiene diversas manifestaciones en la zona, según nos encontremos en la parte posterior o anterior de la barrera.

En el lado externo se produce una erosión parcial del frente de la paleoduna por parte de los agentes marinos. Posteriormente, sobre esta rasa se sedimentaron materiales infralitorales con abundante fauna.

En la parte interior de la barrera se formó una laguna somera, a tenor de la entrada de aguas marinas por la bocana de l'Arenal y de los aportes hídricos continentales.

Los estadios 4, 3, 2 de Emiliani (Würm alpino) están representados en una unidad sedimentaria global muy difícil de individualizar.

En la barrera (els Muntanyars), se produce una sedimentación dual; en la parte marina se instala una duna detrítica de gran envergadura, a cuyo techo se sobrepuso un nivel litoquímico

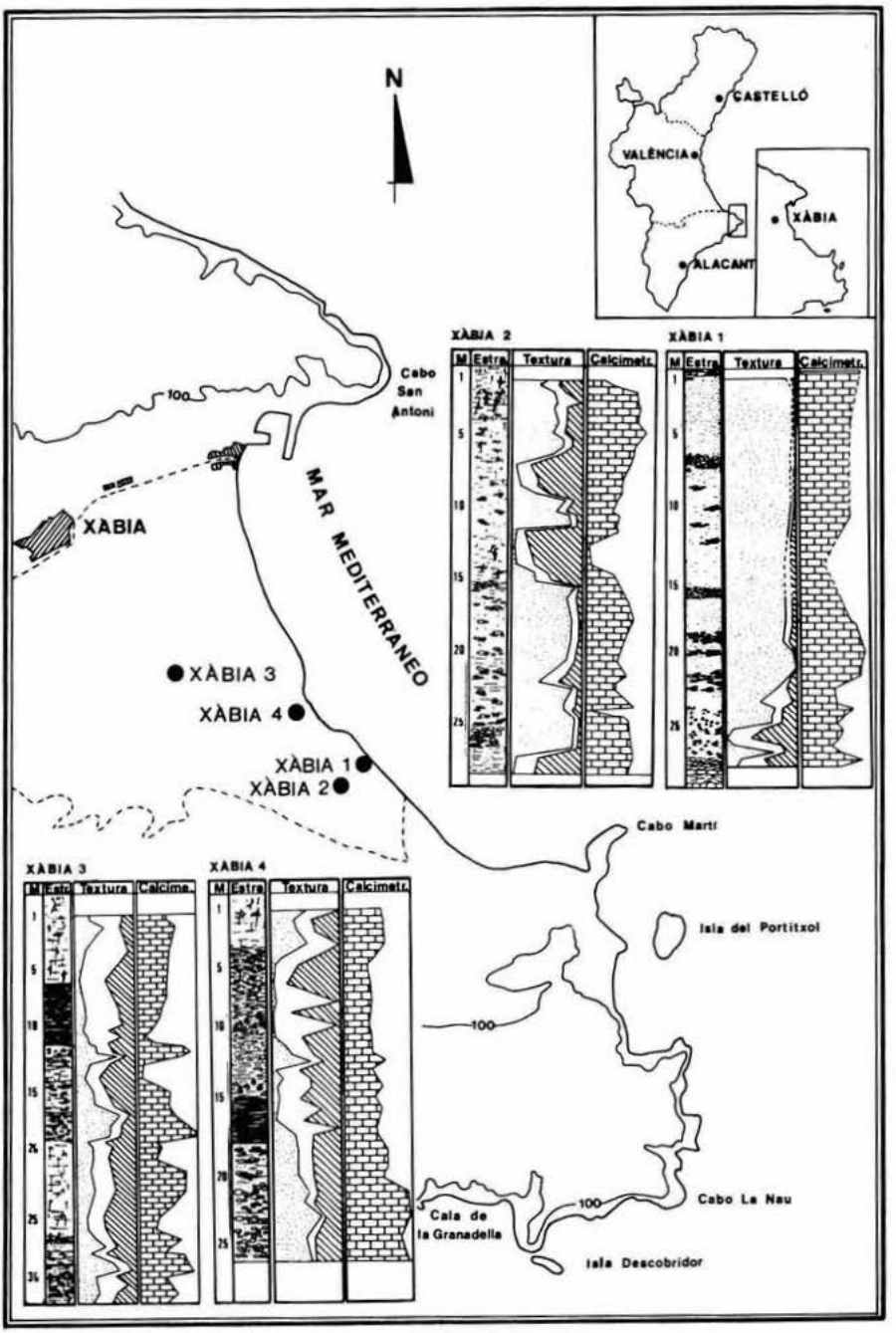


FIGURA 26
Situación y rasgos sedimentológicos de los sondeos de Xàbia (X-1, X-2, X-3, X-4)

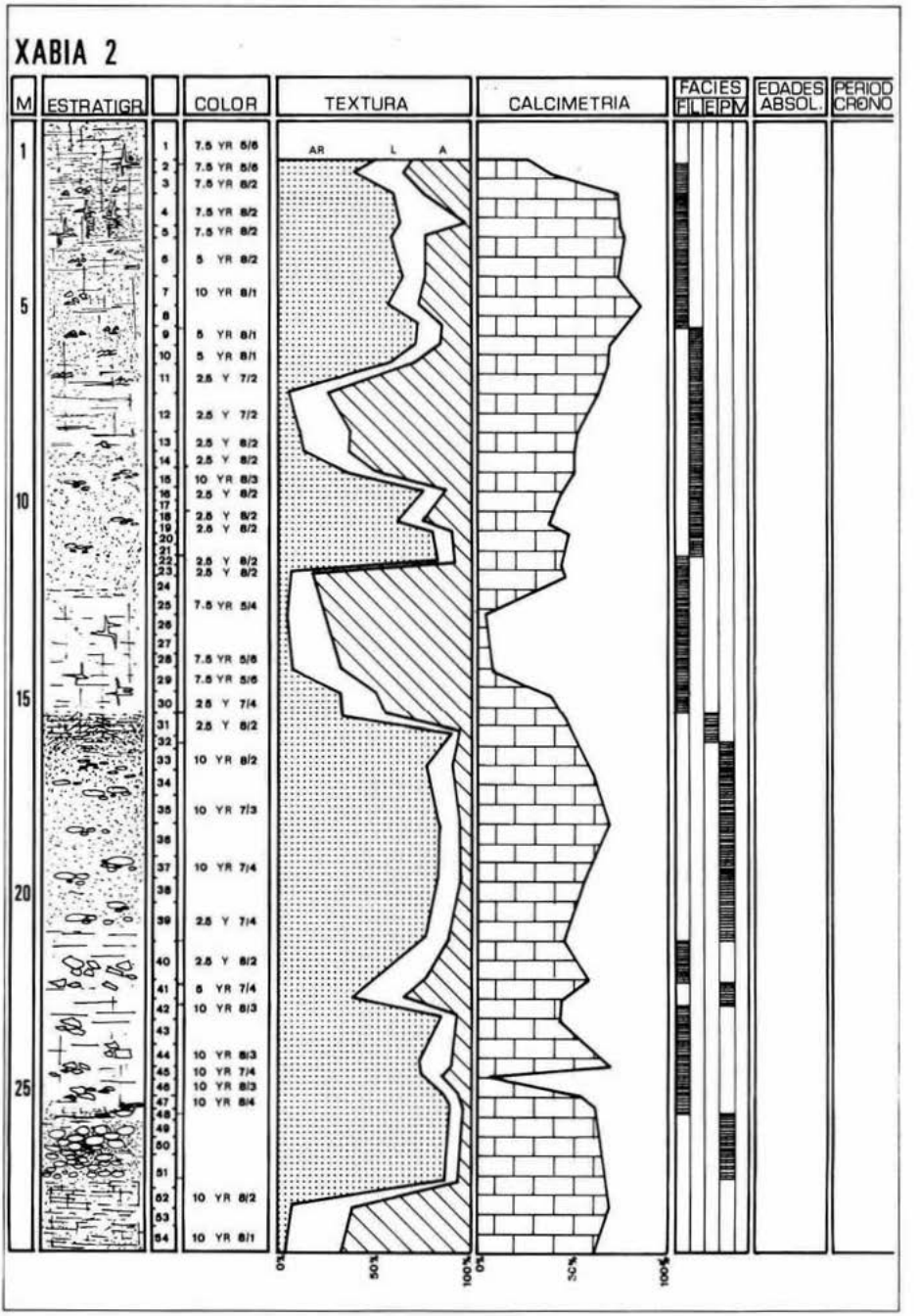


FIGURA 27
Rasgos sedimentológicos del sondeo Xàbia-2

relacionado con sedimentos continentales hoy desaparecidos (coluvión detectado en cortes subaéreos: Cala Blanca y la Granadella). Esta costra y los sedimentos coluviales posteriores se formaron a medida que el mar se iba retirando en el Pleistoceno superior. En la Cala Granadella se ha obtenido una datación de este nivel que lo adscribe al Pleistoceno superior (22.000 BP).

En la parte interior se produce una potente acumulación de materiales de abanico y fluviales provocada por el efecto de represa que suponía la barrera fósil. El único punto de evacuación hacia el mar sigue siendo l'Arenal, que fue en este periodo un cauce y donde se han registrado grandes potencias de cantos y gravas de fondo de canal aportados por el río Gorgos.

El Holoceno (Estadio 1 de Emiliani) se caracteriza por un nuevo ascenso marino hasta conseguir las cotas actuales. Los inicios de este período han quedado registrados por la formación de ciénagas en el área cercana a l'Arenal, que tuvieron lugar por el encharcamiento de la cuenca baja del Gorgos, a tenor de la elevación del nivel de base.

El máximo flandriense dio lugar a la formación de un pequeño cordón arenoso que fue cerrando los espacios marjaleños situados tras l'Arenal.

El Holoceno superior ha sufrido relativamente pocas variaciones geomorfológicas. La playa de l'Arenal ha progradado ligeramente hacia el mar y los espacios interiores se han colmatando con aportes continentales (limos, arcillas...).

Por lo que respecta al estudio palinológico del sondeo Xàbia-4, cabe destacar que desde el principio del Holoceno se instala una vegetación mediterránea con taxones que, en su mayoría, se desarrollan actualmente en la zona, pero con cierta evolución. En el Holoceno inferior (Preboreal-Atlántico) se aprecia un progresivo aumento de los porcentajes arbóreos en los que el pino ejerce un papel secundario, destacando *Quercus* t. *faginea* que más tarde es sustituido por *Quercus* t. *rotundifolia-coccifera*, dando lugar durante el Atlántico a un carrascal abierto.

En el Holoceno superior (Subatlántico), los pólenes arbóreos tienden a disminuir, aunque *Quercus* t. *rotundifolia-coccifera* y *Pistacia* mantienen porcentajes relativamente altos, representando probablemente una vegetación de matorral más que arbórea.

III.2. Neotectónica y rasgos sedimentarios de la plataforma interna

*Jorge, Rey y Luis Somoza**

III.2.1. Interpretación de las secuencias sísmicas

Los perfiles sísmicos en este tramo se han realizado entre el Cap de Sant Antoni y el Cap Martí, cubriendo la zona de plataforma adyacente a la cuenca de Xàbia (Fig. 28), donde la sedimentación cuaternaria está fuertemente controlada por dos direcciones principales de fracturación: una de ellas corresponde a la dirección NE-SW paralela a las direcciones béticas, y la otra a las direcciones del Ovalo de Valencia (Díaz del Río; Rey y Vegas, 1986). La intersección de estas direcciones da lugar al hundimiento progresivo en forma de bloques de la bahía. La fracturación reciente afecta a los niveles cuaternarios, incluso a los depósitos holocenos recientes (Fig. 4, A y B). Este hecho hace que las unidades pierdan su continuidad lateral a la vez que aumentan sus espesores en las depresiones generadas por los bloques hundidos. Por este motivo, en la Bahía de Xàbia, a partir de los 30 m de profundidad aparecen los máximos espesores de sedimentación mientras que en las zonas más someras y próximas a la costa, existe un escaso desarrollo sedimentario de los depósitos cuaternarios.

Relacionado con las variaciones del nivel del mar holocenas, se ha generado un potente prisma litoral en los 25 metros de profundidad, supuestamente alimentado por las canalizaciones de tipo fluvial que aparecen labrando la plataforma actual desde la línea de costa hasta los citados —25 m (Fig. 29c).

* Instituto Español de Oceanografía. Fuengirola, Málaga.

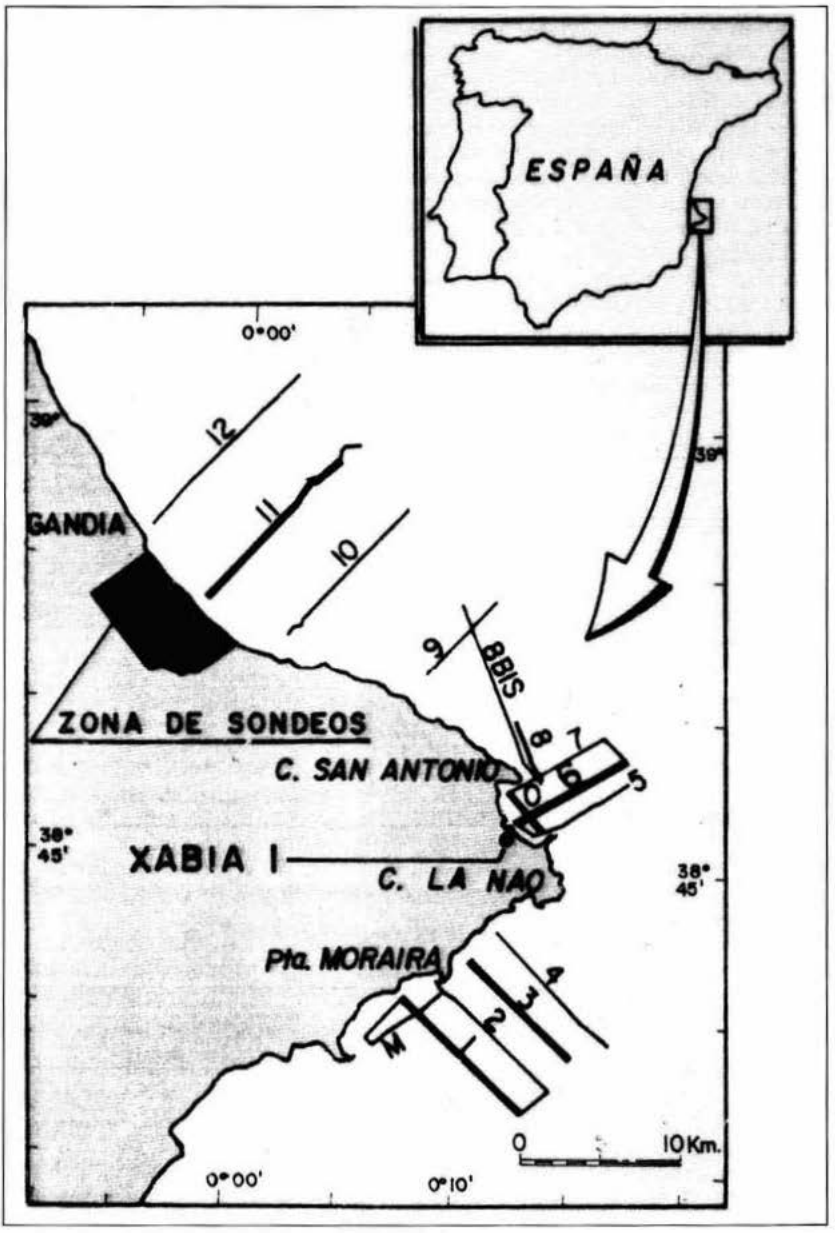


FIGURA 28
Situación de los perfiles sísmicos marinos realizados en la plataforma continental y los sondeos mecánicos litorales correlacionados

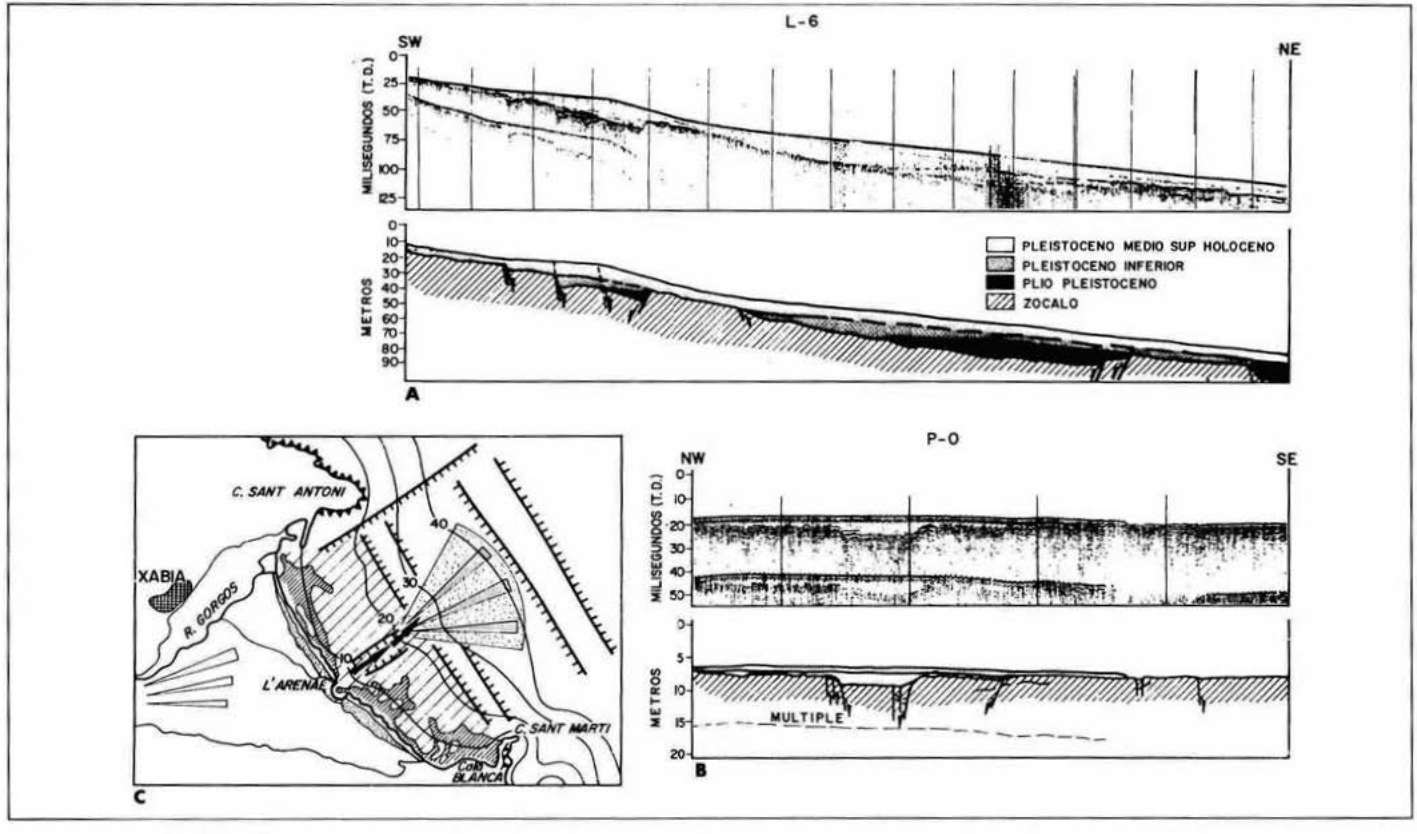


FIGURA 29

Perfiles sísmicos (Geopulse 300 julios) y su interpretación, realizados en la plataforma continental frente al sondeo Xàbia 1. Ver figura 2 para su localización; C. Esquema simplificado de la localización de un prisma litoral y su entorno estructural de la Bahía de Xàbia

En los perfiles sísmicos, bajo las unidades holocenas se distingue una serie de unidades íntimamente relacionadas con las zonas de fracturación, cuya edad parece corresponder al Pleistoceno inferior y medio, y cuyos máximos transgresivos no alcanzan el litoral actual, como lo demuestra el sondeo Xàbia 1. realizado en la restinga actual.

La sedimentación en la cuenca de Xàbia está fuertemente controlada por la tectónica, donde los máximos sedimentarios se centran en las áreas de hundimiento debidos a la tectónica de bloques distensiva. De esta forma y de acuerdo con los datos de los sondeos, la sedimentación marina postpliocena es relativamente reciente, causada por el hundimiento generalizado de la cuenca durante el Pleistoceno medio, dando lugar a la migración de los máximos transgresivos hacia tierra con la consiguiente invasión del mar en esas zonas. Durante la etapa de ascenso del nivel del mar y posiblemente relacionado con un período de parada, da lugar a la construcción del anteriormente citado prisma fluviodeltaico, actualmente situado en los 25 metros de profundidad.

IV. PARADA 4. EL HOLOCENO LITORAL ENTRE DÉNIA Y PEGO

IV. 1. La Marjal de Oliva-Pego

*M. José Viñals**

La Marjal de Oliva-Pego se encuentra situada en el extremo meridional del Golfo de Valencia, participando de las características estructurales y tectónicas del mismo. Los fenómenos de subsidencia han sido un factor de control de la sedimentación cuaternaria, propiciando el desarrollo de potentes espesores de depósitos lagunares, de restinga y marinos (Fig. 30) desde al menos el Pleistoceno superior (DUPRÉ *et al.*, 1988; VIÑALS *et al.*, 1989). La secuencia holocena queda bien individualizada en la serie, y se pueden reconocer tres episodios (VIÑALS, 1991):

—El Holoceno inferior se inicia con sedimentos arcillosos orgánicos adscritos a facies cenagosas y de marjal, que han podido ser datados mediante C^{14} en torno al 10.000 BP, cuando el mar todavía estaba ligeramente retirado. Estos depósitos se interpretan como pertenecientes al anegamiento de las cuencas bajas de los ríos, en relación con el ascenso del nivel de base y la existencia de cordones litorales que se desplazan hacia tierra dificultando su drenaje.

Tales sedimentos siguen apareciendo en el interior de la cuenca y con edades cada vez más jóvenes, lo que nos informa de la continuidad del movimiento transgresivo.

—El Holoceno medio queda caracterizado por las manifestaciones del máximo nivel del mar alcanzado durante el Postglacial. Alrededor del 6000-5000 BP se constata la presencia de sedimentación de arenas y gravas marinas con fauna infralitoral hasta 3 km al interior de la actual línea de costa, a una profundidad de —2 m. Este dato nos advierte de la actividad holocena de los fenómenos de subsidencia.

El tipo de costa que se desarrolló en el flandriense responde en esta zona a un sistema de restinga-albufera. Sin embargo, el cierre de la marjal estaba constituido por un cordón litoral estrecho y recesivo. El humedal era muy restringido espacialmente, al quedarse constreñido contra los relieves; el intercambio con las aguas marinas era escaso y daba lugar a un ambiente muy reductor.

Dos edades absolutas en los sedimentos orgánicos del área de marjal y sobre una *Glycimeris violacescens* del depósito marino, confirman la cronología del máximo transgresivo.

—En el Holoceno superior tiene lugar el desarrollo de un sistema de restinga progradante que dio lugar a la morfología que se observa hoy. Dicho sistema evoluciona a merced del leve descenso del nivel marino y de la disponibilidad de una buena alimentación sedimentaria por parte de los ríos.

* Departament de Geografia, Universitat de València.

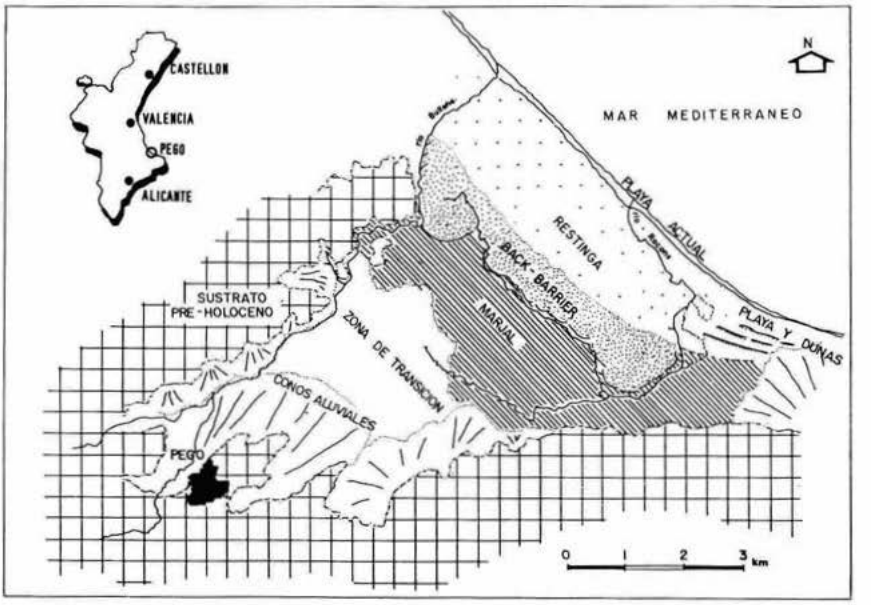


FIGURA 30
Esquema geomorfológico

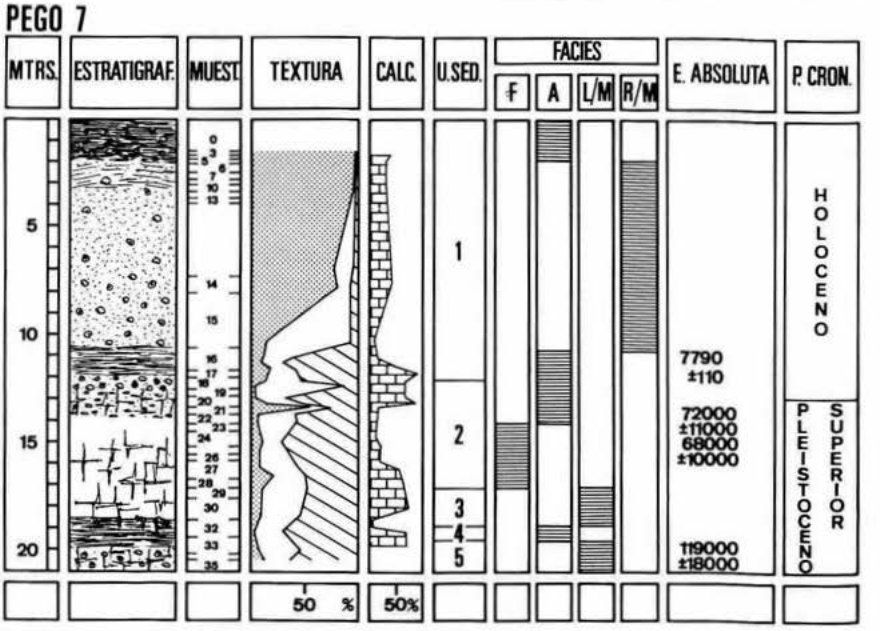


FIGURA 31
Rasgos sedimentológicos del sondeo PEGO 7

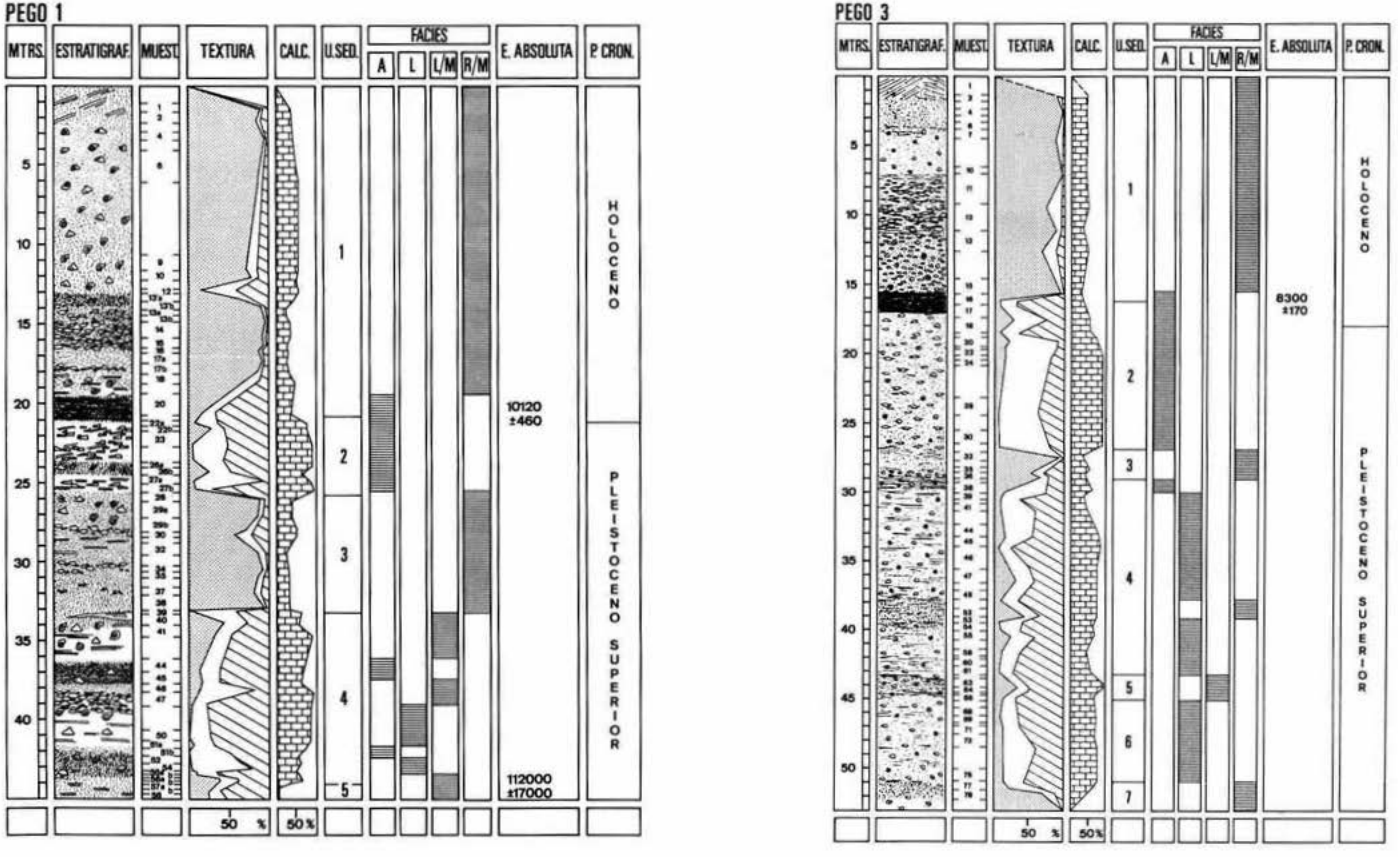


FIGURA 32
Rasgos sedimentológicos del sondeo PEGO 1 y PEGO 3

IV.2. El Holoceno reciente: secuencia geoarqueológica de l'Almadrava

*Carlos Ferrer y Josep Gisbert**

La Punta de l'Almadrava se sitúa en el extremo del abanico aluvial del Girona, situado al SE de esta formación litoral (fig. 33) y está constituida por una serie de mantos aluviales que se remontan, al menos, al Pleistoceno medio.

Al igual que otros abanicos costeros cercanos (Gallinera, p.e.), durante el máximo flandriense sufrió la zapa marina y el desmantelamiento de la parte distal. En el Holoceno superior y a tenor de la progradación continental, constituye uno de los principales puntos de sustento de la restinga de Oliva-Pego.

Dicha progradación se materializa en una serie de aluvionamientos (TOa) que dan lugar a una ligera acreción del edifico cónico y a una progradación hacia el mar y hacia la Marjal de Oliva-Pego de sus materiales.

Sobre este nivel encontramos las estructuras de la *villa* romana de l'Almadrava (siglo I a.C.).

Un segundo relleno (TOb) se produce ya en época histórica. Este aluvionamiento tiene una reducida extensión superficial y sólo aparece en el interior del cauce, adosado al anterior (TOa) y, sobremontándolo en la línea de costa. En la misma Almadrava, se observa este depósito con una potencia aproximada de 40 cm, enterrando el yacimiento (FERRER, e.p.).

Relacionado con este yacimiento, existe un paleocauce pleistoceno que durante el Holoceno reciente y en época histórica ha funcionado como una pequeña dársena que permitía la entrada de embarcaciones de poco calado. L'Almadrava es uno de los mayores núcleos de poblamiento rural romano del Territorium de Dianium. Se localiza junto a la dársena de l'Almadrava para su uso habitual como fondeadero o área portuaria, hecho que determina una extensión del asentamiento poco habitual en la tipología del poblamiento romano de la zona.

Desde 1984 se han desarrollado ininterrumpidamente los trabajos de campo, lo que ha supuesto la excavación en extensión de un área de más de cuatro mil metros cuadrados de superficie, documentándose de modo excepcional el desarrollo de una *villa* rústica, en actividad desde las primeras décadas del siglo I d.C. hasta el siglo VI d.C. Pese a que se ha documentado parcialmente un edificio termal y diversas estructuras relacionables con el sector residencial de la *villae*, las actuaciones arqueológicas se han centrado en la investigación de un amplio sector artesanal destinado a la producción cerámica, de cronología altoimperial y en actividad entre el segundo cuarto del siglo I d.C. y el tercer cuarto del siglo III d.C.

La excepcionalidad del yacimiento en el panorama de los estudios de la Romanización la constituye, sin duda, la documentación de la tipología arquitectónica de los cuatro talleres que conforman el alfar, situados en torno a un área de hornos. Los talleres constan de varias dependencias: galerías o estancias cubiertas destinadas al torneado y secado de las piezas, habitaciones de planta cuadrangular destinadas a la vivienda de los operarios, pórticos abiertos hacia patios, etc., en las que un estudio de las estructuras y del registro arqueológico permite la restitución del proceso de elaboración cerámica.

El registro arqueológico demuestra que la producción del alfar estaba orientada primordialmente a las ánforas; mayoritariamente vinarias y, en un primer momento y de modo más ocasional, olearias. No obstante, es también habitual la producción de materiales de construcción y cerámicas comunes.

El hecho de tratarse de una *villa* con una actividad agrícola y artesanal muy ligada a la explotación de los recursos naturales que el medio físico ofrece en sus inmediaciones: arcilla, agua, bahía, suelos aptos, etc. ofrece un marco idóneo para plantear la interrelación del medio físico y la implantación humana durante la Romanización.

* Museu Arqueològic de Dénia.

IV.3. El sector de plataforma en el tramo meridional del Golfo de Valencia

*Luis Somoza y Jorge Rey**

La Punta de l'Almadrava, se sitúa en el tramo de costa comprendido entre Oliva y Dénia. Este sector corresponde a la zona más meridional del Golfo de Valencia. Los perfiles sísmicos realizados en la zona marina muestran la extensión de los depósitos litorales hacia la plataforma en función del nivel del mar durante el Cuaternario (Fig. 28) La disposición de los mismos se relaciona con el mayor grado de subsidencia que tiene lugar hacia la zona de Valencia. De esta forma, los «beach-rocks» de edad pleistocena que afloran entre la Punta de l'Almadrava hacia Dénia, se sumergen progresivamente hacia el sector de Oliva-Gandia, donde aparece una secuencia holocena más desarrollada que cubre los *beach-rocks* pleistocenos.

El perfil sísmico de reflexión continua 11. (Fig. 34), que se correlaciona con la Marjal de Pego, muestra las siguientes secuencias sísmicas deposicionales:

A. Es la unidad más profunda y aparece definida por reflectores discontinuos de baja amplitud, que pasan hacia tierra variando su horizontalidad, hasta ponerse oblicuos y paralelos con vergencia hacia tierra.

La geometría de esta unidad está definida por el acuñamiento hacia tierra. El techo muestra una superficie de erosión importante y canalizada. Correlacionándola con las unidades deposicionales definidas en el sondeo Pego 1, correspondería a las unidades calcoareníticas datadas entre 112.000 y 72.000 años BP, que aparecen en el sondeo a profundidades situadas entre 20 y 35 metros.

B. Corresponde a una secuencia con facies de relleno de canal, principalmente desarrollada en las zonas más distales de la plataforma y que pierde su continuidad hacia la costa.

C. Es una unidad que aparece definida con reflectores continuos de alta reflectividad que englobaría facies de carácter caótico con geometría lateral de tipo lenticular que hacia la costa pasa a facies de progradación de bajo ángulo inclinadas hacia tierra. La unidad se acuña ligeramente hacia tierra, a la vez que aumenta notablemente su transparencia sísmica. Su techo está definido por una clara superficie erosiva.

D. Esta secuencia está caracterizada por reflectores continuos de fuerte amplitud y ligeramente oblicuos hacia tierra, pudiéndose relacionar con los niveles de gravas y arenas basales, de carácter transgresivo que aparecen en el sondeo 1 de la Marjal de Pego.

E. Corresponde a la unidad superficial de facies transparentes separada en su muro, de la unidad D por un reflector de fuerte impedancia, y que puede interpretarse como una secuencia de facies finas asociada a la sedimentación paractual en la plataforma.

IV.3.1. Interpretación de las secuencias sísmicas deposicionales

La correlación de las secuencias sísmicas obtenidas en los perfiles y las unidades sedimentarias definidas por criterios sedimentológicos, micropaleontológicos, y dataciones en los sondeos de la Marjal de Pego (Dupré *et al.*, 1988), permiten establecer la evolución y geometría de los cuerpos litorales pleistocenos y holocenos.

La secuencia A, compuesta a su vez por tres cuerpos lenticulares que se correlacionan con facies internas de playa barrera, que se podrían corresponder con los tres niveles tirrenienses definidos en el Mediterráneo español (Hillaire-Marcel *et al.*, 1986; Somoza *et al.*, 1987).

La geometría que aparece en los diferentes cuerpos de playa barrera obedece principalmente a los procesos de subsidencia de la zona, que dan lugar a una superposición y retrogradación de los diferentes máximos del nivel del mar.

La superficie de erosión mayor, que determina el techo de esta unidad y el relleno posterior de los canales (secuencia B) se interpreta debido al máximo descenso del nivel del mar en los 18.000 años B.P. (Pirazzoli, 1987). La secuencia C se interpreta ligada al desarrollo de una playa

* Instituto Español de Oceanografía Fuengirola, Málaga.

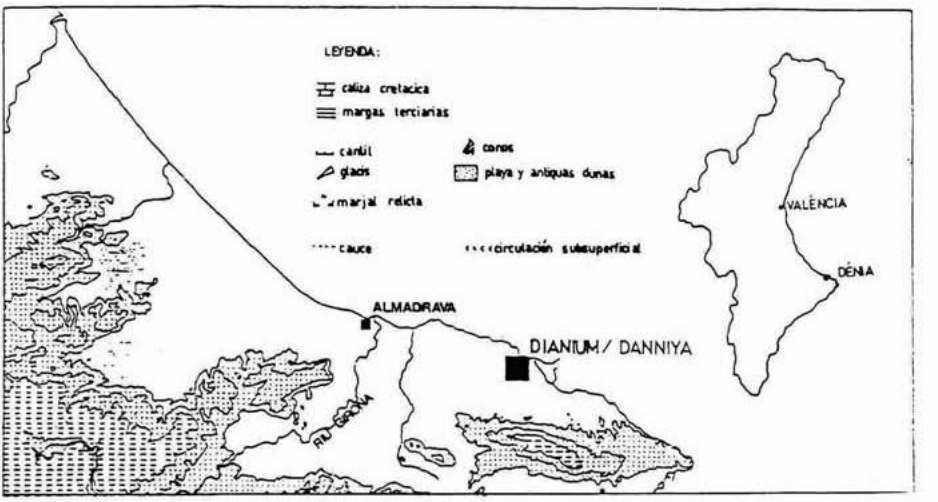


FIGURA 33
Localización de l'Almadrava

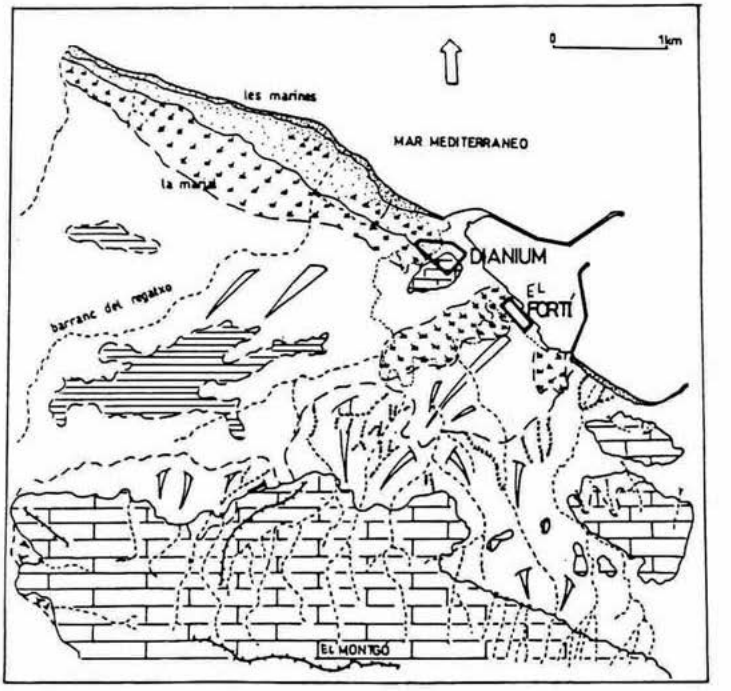


FIGURA35
Localización de los yacimientos de Dianium i el Fortí

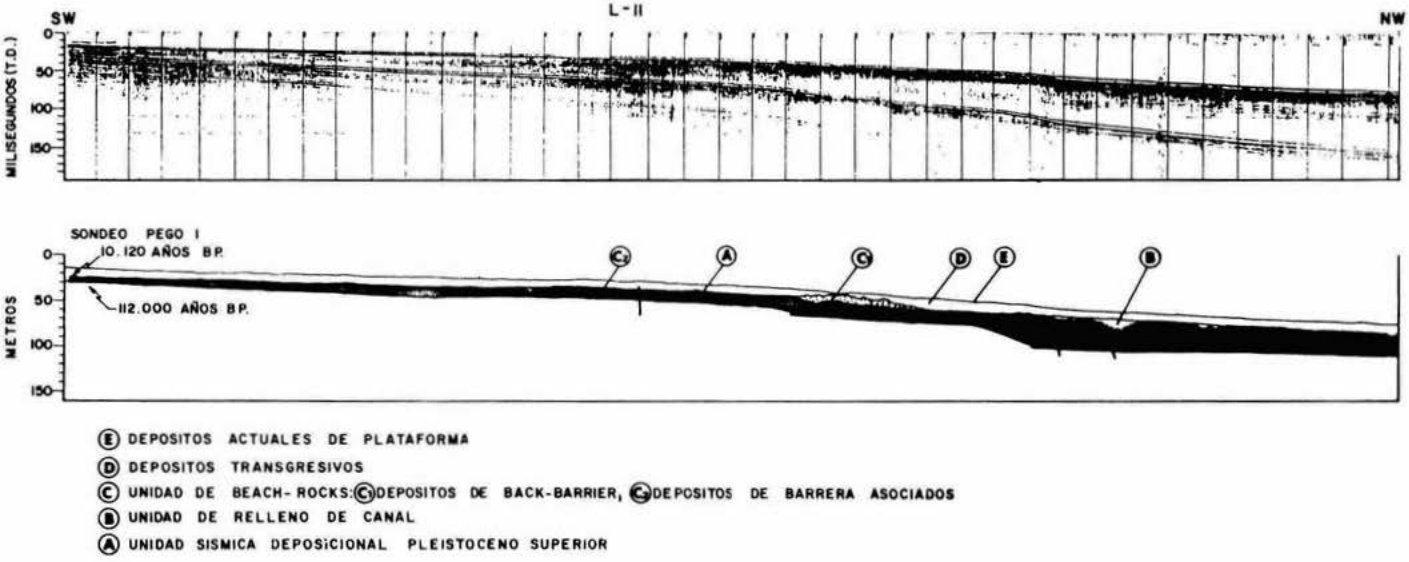


FIGURA 34
Perfil sísmico (Geopulse 300 julios) y su interpretación abajo, realizado en la plataforma continental frente al sondeo Pego 1.
Ver figura 2 para su localización

barrera durante una parada del nivel del mar, intercalada en el ascenso continuo durante el Holoceno (SOMOZA Y REY, 1990). Su profundidad, así como el cambio lateral de sus facies sísmicas, lleva a correlacionarla con el nivel de turba datado por C14 en los 10.120 años BP en el sondeo Pego 1. (DUPRÉ *et al.*, 1988).

En síntesis, se puede establecer una secuencia de cordones litorales pleistocenos y holocenos paralelos a la línea de costa actual, cuya disposición está condicionada por los procesos de subsidencia y las variaciones relativas de la línea de costa. Asimismo, la formación de un cordón litoral holoceno, actualmente en plataforma (—34 m), se asocia con los niveles de turba que aparecen en la Marjal de Pego.

V. PARADA 5. ASENTAMIENTOS ROMANOS Y MUSULMANES EN LA CIUDAD DE DÉNIA: LA TRANSFORMACION DEL PAISAJE

Josep Gisbert y Carlos Ferrer**

A) El litoral de Dénia se articula a favor de un extenso glacis de poca pendiente que permite la instalación de una costa baja caracterizada por el desarrollo de cordones litorales que albergan formaciones dunares y discretos ambientes de marjal, alimentados por la escorrentía de diversos barrancos («riatxols»).

Desde el abanico aluvial del Riu Girona hasta les Rotes, se pueden distinguir dos espacios marjaleños separados por la Muntanya del Castell y aislados del mar por sendos cordones litorales. El primero de estos se apoya en el abanico aluvial citado y la Muntanya del Castell; el segundo parte de este afloramiento rocoso y se alarga hasta les Rotes. Este último paraje costero lo configuran diversos conos de deyección que arrancan desde el Montgó y que han sido erosionados por la zapa marina, constituyendo en la actualidad un microacantilado marino.

A partir de las campañas geoarqueológicas llevadas a cabo en el municipio (Avda. de les Indústries, Prolong. Sant Telm, el Fortí) se ha podido reconstruir la secuencia estratigráfica del Holoceno reciente, tal y como queda representada en las secuencias de la Fig. 36 a y b. En ella se observan, en líneas generales, tres episodios acaecidos después del máximo flandriense, cuya interpretación se ciñe estrictamente al ámbito local, pero que tiene importantes repercusiones por lo que respecta a la instalación de los núcleos urbanos de *Dianium* y *Danniya*. Los cambios que se dan en esta secuencia, hay que interpretarlos siempre teniendo en cuenta la cercanía al mar (unos 100-200 m), por lo que la dinámica deposicional y erosiva es muy activa.

—La serie tiene unos 4 m de potencia, y se inicia con un nivel de facies de laguna salobre de amplia influencia marina en el sector meridional, mientras que al N de la Muntanya del Castell hay instalado un ambiente marino. El techo de los materiales lagunares ha podido ser datado por C^{14} en torno al 4000 BP.

—Por encima de este nivel aparece un paquete de arenas de aproximadamente 1 m de potencia, que pasan lateralmente hacia el interior a facies de laguna de aguas dulces. Esta intrusión arenosa se interpreta como una fase de crecimiento dunar, que acaba aislando definitivamente la laguna del mar. El techo de esta formación ha sido datado en torno al siglo III-I a.C. (2500-2000 BP) gracias a los materiales hallados en los tres yacimientos anteriormente mencionados.

—Por encima del nivel anterior se deposita un nivel de unos 40 cm de potencia de arenas, cantos y gravas de facies litoral (no incluye fauna marina). Esta formación se interpreta como una ligera translación de la línea de costa hacia el interior (± 100 m) posiblemente de carácter puntual. La edad de estos materiales se ha estimado entre los siglos IV-V de nuestra era gracias a deducciones arqueológicas.

—Entre el período romano y musulmán se produce cierta progradación continental, que se manifiesta en la construcción de una nueva formación dunar adosada a la anterior, y el relleno sedimentario de las áreas deprimidas de marjal.

* Museu Arqueològic de Dénia.

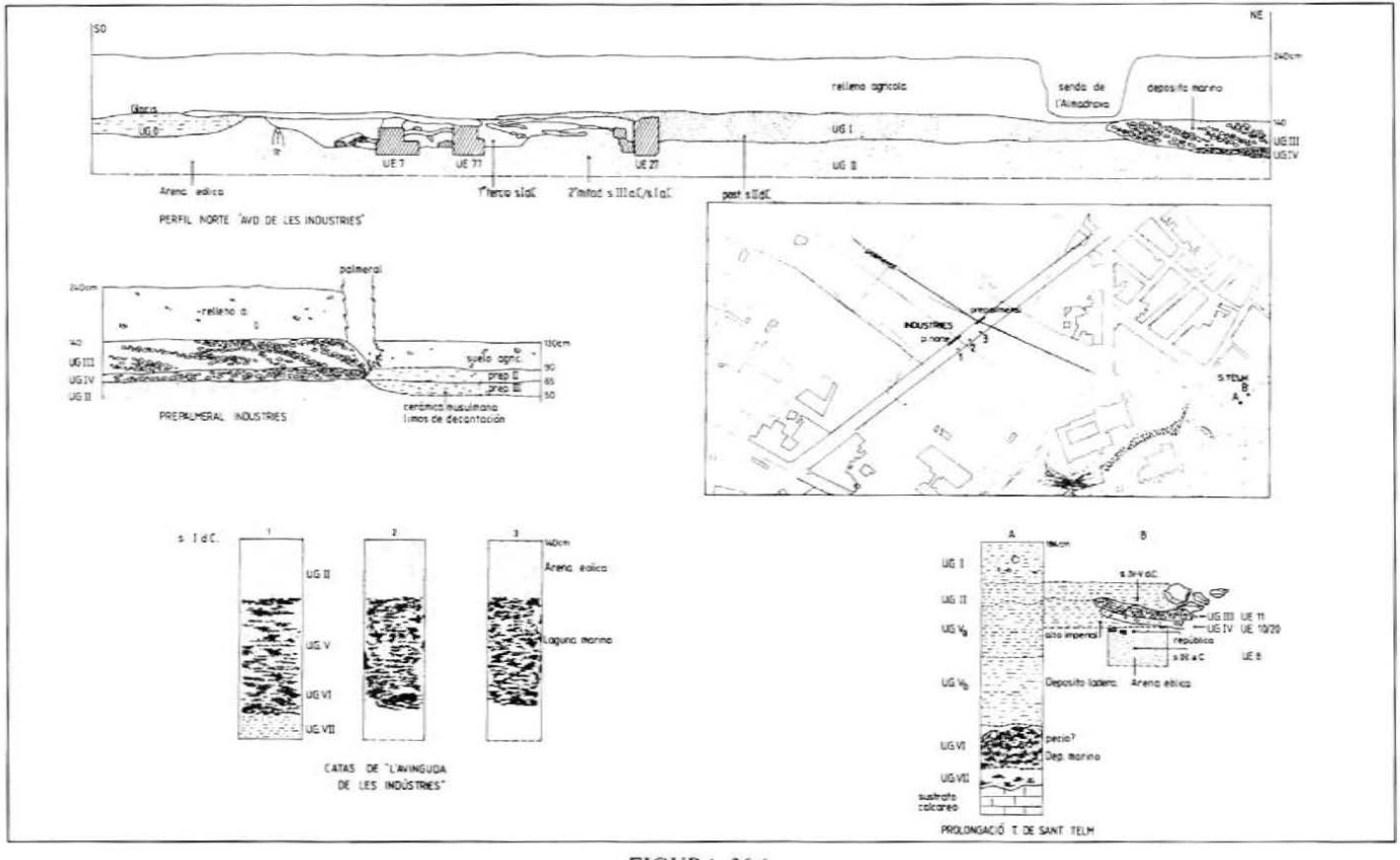


FIGURA 36-A
Estratigrafía del assentamiento del Raval del Forti

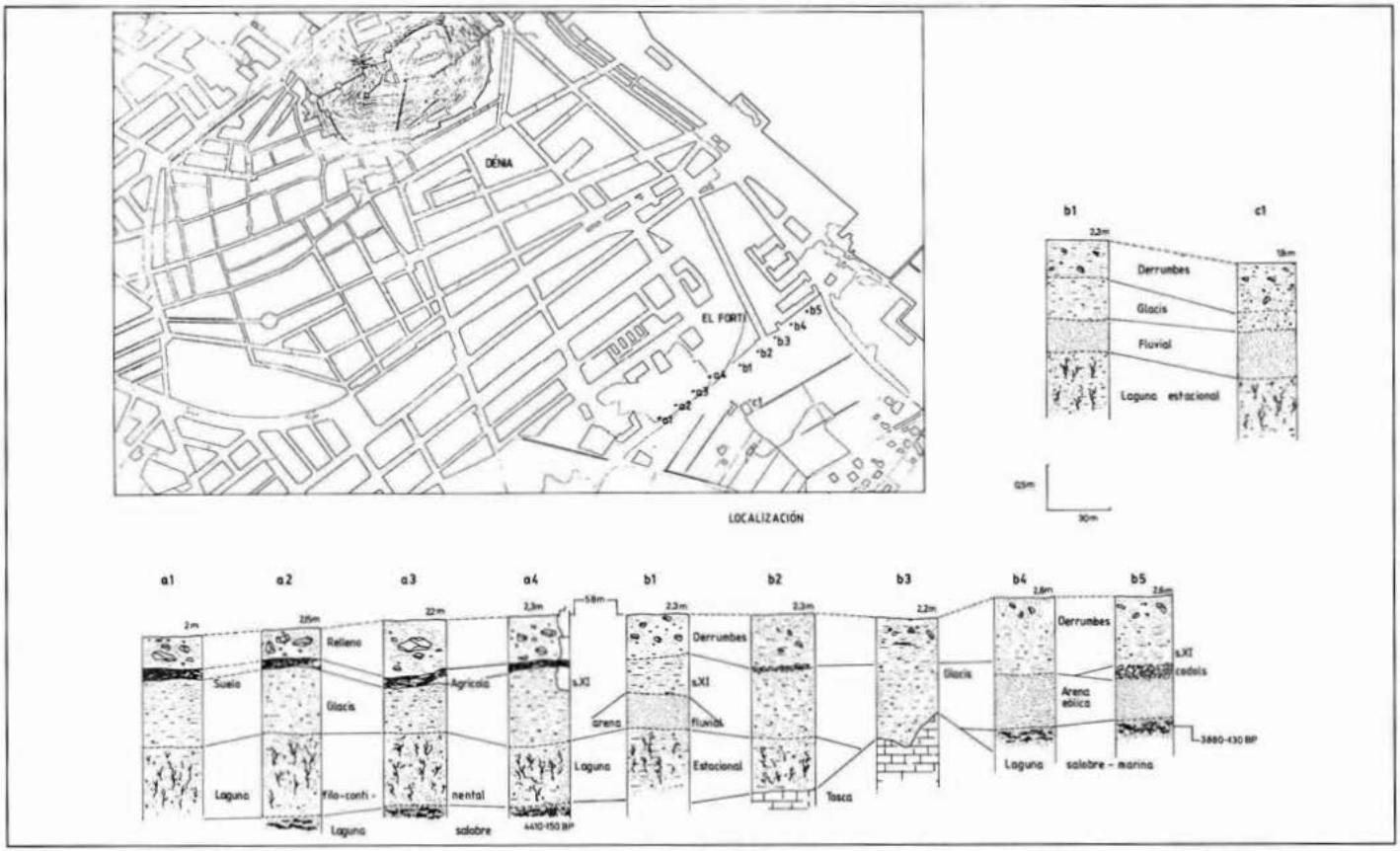


FIGURA 36-B
Perfiles estratigráficos de los yacimientos «Industries» y «Sant Telm»

C) La ciudad de *Dianium* se desarrolla en las laderas y piedemontes septentrional y oriental de la colina del Castell de Dénia. Durante la etapa republicana, presenta vestigios de fortificaciones y/o aterrazamientos en la ladera oriental del Castell, con estructuras en el pie de la montaña cimentadas sobre una playa de arena, que se interpretan como almacenes y con materiales datables en la primera mitad del siglo I d.C.: se detecta un programa de expansión urbanística de la montaña del Castell. Durante los siglos I y II p.C. se evidencia la construcción de una trama urbana, *Forum* y la consolidación de un sector portuario.

El siglo III coincide con una fuerte reestructuración urbanística de la ciudad que acarrea la desaparición de, al menos, un sector del foro. Durante los siglos IV y V p.C. se inicia una franca regresión urbana de la ciudad, con la conversión de un área ampliamente poblada desde el alto imperio en una zona de necrópolis. No obstante, algunos vestigios arquitectónicos perecederos y cerámicas del siglo VI p.C. amplian el registro arqueológico de este sector como lugar de habitación.

B) El funcionamiento del poblamiento durante las colonizaciones, hemos de circunscribirlo al denso anfiteatro montañoso que cierra la llanura aluvial litoral de Dénia por el interior (Serra del Montgó al este y Serra de Segària al oeste) de la ladera y piedemonte oriental del Castell de Dénia, utilizando como zona de hábitat, al menos estacional, y fondeadero o área portuaria, al menos desde el siglo V a.C., dejando al margen el problema historiográfico del emplazamiento de Hemeroskopeion.

—El poblado del Alt de Benimàquia (Dénia), en la estribación occidental de la Serra del Montgó, constituye el paradigma del inicio de la colonización en el área. Recientes excavaciones en curso documentan en el interior de su recinto amurallado vestigios de hábitat y evidencias de la elaboración, quizás intensiva, de vino, al menos desde finales del siglo VI a.C., hecho que ofrece un panorama realmente innovador en relación con el concepto tradicional del paisaje agrario en un momento tan temprano. Este núcleo, además, parece tener una función de carácter estratégico, vinculada al control de la vía de comunicación que cruza la comarca de norte a sur.

—Los poblados del Coll de Pou, (Dénia) en la ladera oeste de la Serra del Montgó, de la Serra de Segària (Benimeli), y de el Castellar (Oliva), situados en cotas de entre 200 y 400 m s.n.m., son algunos de los ejemplos de una primera generación de poblados de altura que se desarrollan durante el Ibérico pleno y que jalonan el territorio. En todos los casos su emplazamiento responde a un interés de tipo defensivo, y al situarse en las inmediaciones de la antigua vía de comunicación que cruza la comarca bordeando el área de marjal de la Vall de Pego y continua hacia el sur por el oeste de la Serra del Montgó. Mientras que en el caso del Coll de Pou, el hábitat no parece perdurar más allá del siglo III a.C., otros como la Serra de Segària y el Castellar experimentan una notable expansión urbanística que se hace patente en las remodelaciones de su fortificación y el aumento considerable de su superficie.

—El poblado del Pic de l'Àguila (Dénia) situado en la Serra del Montgó a 400 m de altitud, posee una notable densidad de estructuras de hábitat y un registro arqueológico encuadrable en la primera mitad del siglo I a.C., con un destacado porcentaje de importaciones itálicas, tan sólo explicable por el auge del movimiento comercial experimentado por el puerto que, posteriormente, contribuirá a la génesis de *Dianium*. La carencia de excavaciones sistemáticas en el área de hábitat y ciertos matices que ofrecen los materiales arqueológicos ofrecen ciertas dudas, por el momento, en torno a las causas de este emplazamiento y a su vinculación con el fenómeno de los inicios de la romanización en la zona.

Durante los siglos II y I a.C. el territorio experimenta la implantación de pequeños núcleos de hábitat, cercanos o en los piedemontes de los espolones en donde se asientan los poblados de altura, algunos de los cuales generan, posteriormente, establecimientos rústicos plenamente romanizados. Se trata de momentos en que el proceso de colonización agrícola de la llanura, exige núcleos de hábitat complementarios a los de altura.

D) La ciudad de *Daniyya* se encuentra emplazada al este y sur de la montaña del Castell, con una clara expansión urbana hacia el oeste. Los restos del núcleo urbano de época islámica, ciudad y distintos arrabales, se hallan casi totalmente cubiertos por la actual trama urbana.

El conjunto de la ciudad está conformado por las ciudades fundamentales:

—La Alcazaba, en la montaña, de una superficie de 4 ha y que consta de un recinto inferior no urbanizado y de carácter defensivo, y otro superior con una arquitectura defensiva más elaborada y un índice mayor de transformación del medio.

—La Medina, recinto urbano fortificado de 24 ha, del que se conoce su perímetro, al reutilizarse parcialmente sus murallas para la defensa del posterior núcleo cristiano, pero no así su distribución interna, dado su despoblamiento en el siglo XIII.

—El Raval del Fortí es una amplia superficie rectangular amurallada de unas 13 ha, que contiene una gran barriada musulmana construida *ex novo* (probablemente a partir de un proyecto urbanístico complejo), en torno al siglo XI-XII, y que perdura hasta el siglo XIII. Incluye una gran variedad de restos arqueológicos, fundamentalmente viviendas, viales y resto de la muralla.

BIBLIOGRAFIA

ALCALDE GURT, G. y BRUNET-SECOMTE, P. 1985: Contribució al coneixement del medi i el clima durante el Pleistocè superior i Holocè a Catalunya, amb l'aplicació de l'anàlisi factorial de les correspondències a les associacions dels rosegadors. *Paleontologia i Evolució*, t. 19, pp. 49-55.

AURA, J.E. 1986: La ocupación Magdaleniense. En *La Prehistoria de la Cueva de Nerja*, pp. 196-267.

BERNABEU, J. 1990: La tradición de las cerámicas impresas en la Zona Oriental de la Península Ibérica. *Trabajos Varios del Servicio de Investigación Prehistórica*, 86, Valencia, 158 pp.

BERNABEU, J., GUITART, I. y PASCUAL, J.Ll. 1988: El País Valenciano entre el final del Neolítico y la Edad del Bronce. *Archivo de Prehistoria Levantina*, XVIII, Homenaje a D. Fletcher, t. II, Valencia, pp. 159-180.

BOLUFER, J. 1986: La necrópolis del Muntanyar. *Xàbiga* 1, Xàbia, pp. 109-126.

CABRERA, M. LOPEZ, N. y MICHAUX, J. 1982: Un exemple de ligne iberoccitane, les campagnols «Microtus Brecciensis» et «Microtus cabrerae» (Mammalia, Rodentia): étude phylogenetique et contexte écologique d'un phénomène evolutif recent. *Symposium paleontologique Georges Cuvier*, Montbeliard, France, pp. 69-89.

CASABÓ, J.A. 1990: El Rodat, Xàbia, Marina Alta. En *Excavacions Arqueològiques de Salvament a la Comunitat Valenciana*. 1984-1988. *II*. Intervencions Rurals, Valencia, pp. 100-101.

DUPRÉ, M. 1988: Palinología y Paleoambiente. Nuevos datos españoles. Referencias. *Trabajos Varios del Servicio de Investigación Prehistórica*, 84, Valencia, 172 pp.

FUMANAL, Mª P. y VIÑALS, Mª J. 1988: Los acantilados marinos de Moraira: su evolución pleistocena. *Cuaternario y Geomorfología*, Vol. 2 (1-4), Madrid, pp. 23-31.

FUMANAL, Mª P. y VIÑALS, Mª J. 1989: El litoral de Xàbia. Contrastes morfológicos y genéticos. *Xàbiga*, 5, Xàbia, pp. 8-16.

FUMANAL, Mª P., USERA, J., VIÑALS, Mª J., MATEU, G. y BELLUOMINI, G. e.p.: Evolución cuaternaria de la bahía de Xàbia (Alicante). *Actas de la VIII Reunión Nacional sobre Cuaternario*, Valencia 1991.

GONSÁLBEZ, J. 1987: *Insectívors i rosegadors de Catalunya. Metodologia d'estudi i catàleg faunístic*. Ed. Ketres, Barcelona, 241 pp.

GONZÁLEZ SAINZ, C. 1989: *El Magdaleniense superior-final de la región cantábrica*. Ed. Tantin, Santander.

MARQUET, J.C. 1987: Les modifications de l'environnement post-glaciaires en France Mediterranéenne d'après les rongeurs de l'Abeurador et de Font-Juvenal. *Actes du colloque Premières communautés paysannes en Méditerranée occidentale*, Guilaine *et alii*. eds. C.N.R.S., Paris, pp. 155-163.

MARTÍ OLIVER, B. 1980: Cova de l'Or (Beniarrés-Alicante). *Trabajos Varios del Servicio de Investigación Prehistórica*, 65, Valencia, 300 pp.

MARTÍN, G. y SERRES, M.D. 1970: La factoría pesquera de Punta de l'Arenal y otros restos romanos de Jávea (Alicante). En *Trabajos Varios del S.I.P.*, 38, Valencia.

OLARIA, C., GUSI, F., ESTÉVEZ, J., CASABÓ, J. y ROVIRA, M.L. 1985: El yacimiento magdaleniense superior de Cova Matutano (Villafamés, Castellón). Estudio del sondeo estratigráfico 1979. *Cuadernos de Prehistoria y Arqueología Castellonenses*, 8, Castellón, pp. 21-100.

PIRAZZOLI, P. 1987: Sea-level changes in the Mediterranean. En *Sea-Level Changes*, Tooley & Shennan eds.

REY, J. 1990: *Relación morfosedimentaria entre la plataforma continental de Galicia y las Rías Bajas y su evolución durante el Cuaternario*. Tesis doctoral. Universidad Complutense, Madrid, 398 pp. Inédito.

REY, J. y DÍAZ del RÍO, V. 1983: Aspectos geológicos sobre la estructura poco profunda de la plataforma del levante español. En *Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental. Seminario Interdiciplinar*, Ed. J. Castellví, Barcelona, pp. 25-83.

REY, J. y MEDIALDEA, T. 1989: Los sedimentos cuaternarios superficiales del margen continental español. *Publicación Especial del Instituto Español de Oceanografía*, 3, 29 pp.

ROSSELLÓ, V.M. 1977: Restos de marisma en el litoral de Xàbia (País Valenciano). Transformaciones antrópicas. *Actas del V Coloquio de Geografía*, Granada, pp. 187-192.

ROSSELLÓ, V.M. 1979: *Los promontorios de la Nau*. 1r Curso de Geografía litoral aplicada. Universidad Politécnica de Valencia, pp. 87-94.

ROSSELLÓ, V.M. 1982: Albuferas mediterráneas. *Actas de la V Reunión del Grupo Español de Trabajo Cuaternario*, Sevilla, pp. 43-73.

SERRA, R.J., MALDONADO, A. y RIBA, O. 1979: Caracterización del margen continental de Cataluña y Baleares. *Acta. Geológica Hispánica*, Homenaje al Prof. Luis Solé Sabarís, 14, pp. 494-509.

SIMON, J.L. 1987: Xàbia a l'Edat del Bronze. *Xàbiga*, 3, Xàbia, pp. 7-36.

SOMOZA, L. 1990: Geodynamic model of Neogene and Quaternary basins in the Western Mediterranean. Examples and models of the Southeast of Spain. *IX Congress RCMNS: Global Events and Neogene Evolution of the Mediterranean*, Barcelona.

SOMOZA, L. y REY, J. 1990: Holocène Gilbert-type fan delta systems and sea level rise in the Ría de Muros (Galicia, Spain): *Abstracts II Fan Delta Workshop*, Murcia.

SOMOZA, L., ZAZO, C., BARDAJÍ, T., GOY, J.L. y DABRIO, C.J. 1987: Recent quaternary sea level changes and tectonic movements in SE spanish coast. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 10, pp. 49-77.

SONNEVILLE-BORDES, D. 1973: L'évolution du Paléolithique supérieur en Catalogne. *Homenaje a D. Luis Pericot*, pp. 61-66.

STANLEY, D.J. 1977: Post-Miocene depositional patterns and structural displacement in the Mediterranean. En *The Ocean and Margins*, A.E.M. Nairn, W.H. Kanes and F.G. Stehi eds., Plenum, New York, N.Y., pp. 77-150.

UZQUIANO, P. 1990: Analyse anthracologique du Tossal de la Roca (Paléolithique Supérieur Final-Epipaléolithique, province d'Alicante, Espagne). *First European Conference on wood and archaeology. PACT*, 22, Louvain-la-Neuve, pp. 209-217.

VEGAS, R., FONTBOTÉ, J.M. y BANDA, E. 1980: Widespread Neogene rifting superimposed Alpine regions of the Iberian Peninsula. *Proc. EGS Symp. Evolution and Tectonics of Western Mediterranean and surrounding areas. Inst. Geogr. Nac.*, 201, Madrid, pp. 109-128.

VILLAVERDE, V. 1981: El Magdaleniense mediterráneo peninsular. *Papeles del Laboratorio de Arqueología-Saguntum*, 16, Valencia, pp. 9-36.

VIÑALS, M.J. 1991: *Evolución geomorfológica de la Marjal de Oliva-Pego*. Tesis doctoral, Universitat de València. Inédito.

VIÑALS, M.J., MATEU, G., FUMANAL, P., USERA, J. y FAVERO, V. 1989: Aportación al conocimiento de las facies lagunares y litorales de la Marjal de Oliva-Pego (Valencia). *Cuaternario y Geomorfología*, Vol. 3, nº 1-4, Madrid, pp. 93-104.

VIÑALS, Mª J. BELLUOMINI, G., FUMANAL, P., DUPRÉ, M. y USERA, J. e.p.: Rasgos paleoambientales holocenos en la bahía de Xàbia (Alicante). *Actas de la VIII Reunión Nacional sobre Cuaternario*, Valencia 1991.

CUATERNARIO CONTINENTAL EN LA CUENCA MEDIA DEL TURIA*

Coordinadores:
P. CARMONA, H. BONET

Colaboradores:
Mª J. ESTRELA, P. GUÉRIN, I. MARCH,
J. MARTÍNEZ, I. PASTOR

* El contenido científico de este trabajo se ha beneficiado en los proyectos «Pleistoceno superior y Holoceno en el área valenciana» DGYT PB 89-0524 y «Crecidas mediterráneas: análisis hidrogeomofológico» DGCYT PB 89-0526.

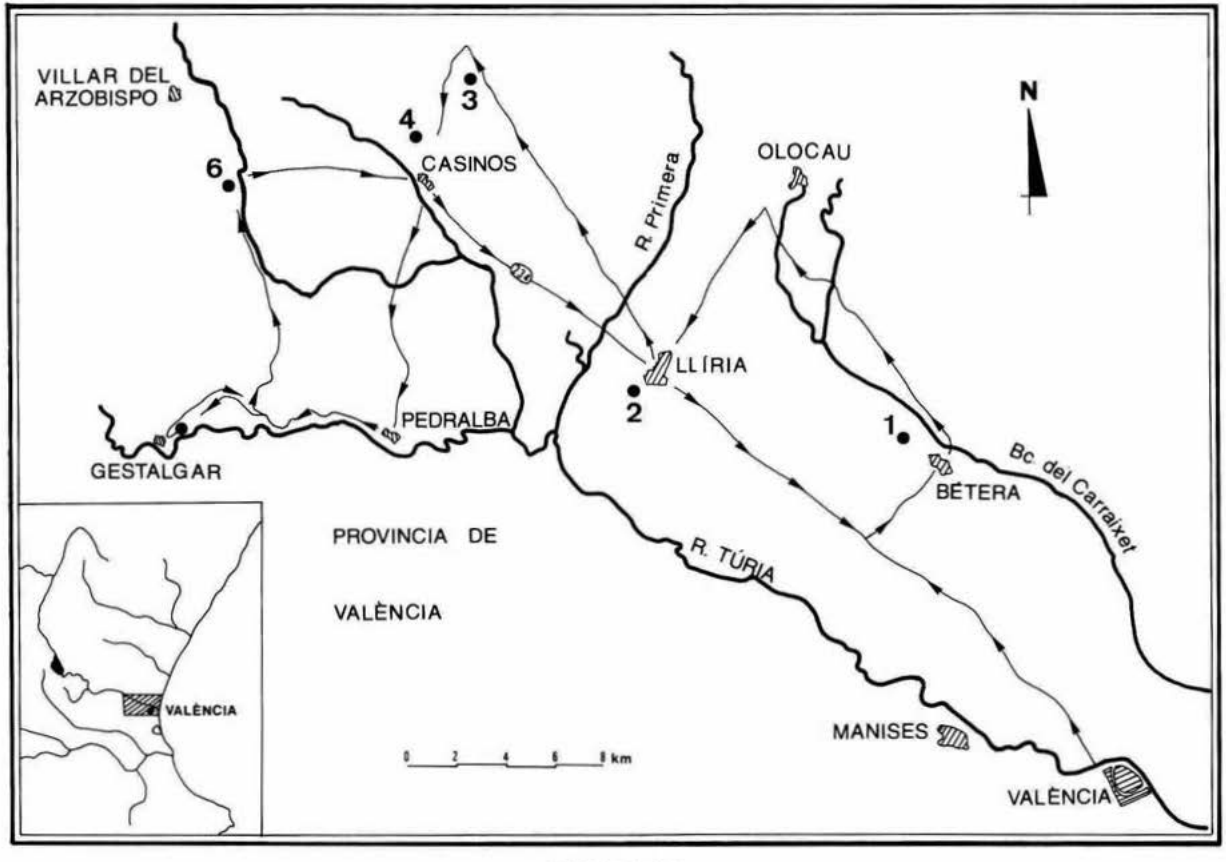


FIGURA 37
Itinerario Excursión C

I. PARADA 1. EL SISTEMA DE ABANICOS ALUVIALES DEL PIEDEMONTE DE BÉTERA. LA COSTRA CALCÁREA DEL PLEISTOCENO MEDIO

*Mª José Estrela**

EL área que nos ocupa se sitúa en la parte sudoriental de la Serra Calderona, dentro de la cuenca del Barranc de Carraixet, colector de características hidrológicas típicamente mediterráneas (Fig. 38). Es en este sector donde adquiere amplio desarrollo un sistema de abanicos, que arrancando de la cercana Serra Calderona, conforman el amplio piedemonte dispuesto al norte de la localidad de Bétera. Concretamente se extienden en la margen derecha del río, desde la población de Marines hasta casi el mar, a lo largo de más de 26 km. Algunos de los barrancos más importantes que los conforman son el de Pedralvilla, Porta-Coeli, Nàquera, Cabeç Bord, etc. Se trata de un área de relieve suave sin grandes contrastes altitudinales internos, y principalmente constituida por sedimentos cuaternarios.

Contexto geomorfológico

La cuenca del Barranc del Carraixet, unidad morfoestructural a la que pertenece el piedemonte de Bétera, forma parte del dominio estructural y sedimentario de la cadena Ibérica centro-oriental. Geológicamente, los bordes de la región están constituidos, en su sector septentrional, por materiales mesozoicos, pertenecientes a la estructura anticlinal de la Serra Calderona, y en la meridional por depósitos terciarios (depresión morfológica de Burjassot-Llíria).

La génesis de este sector debe situarse en el marco de un último proceso distensivo en el Plioceno superior-Pleistoceno, que deforma a la penillanura fundamental y genera los rasgos principales del relieve actual (SIMÓN, 1984). La reactivación de antiguas fracturas, tal como el profundo desgarre que puede seguirse desde la población de Puçol a la de Higueruelas por donde discurre el propio Barranc de Carraixet, provoca por una parte, el hundimiento de la zona Sur y por otra, la elevación como un horst disimétrico de la zona Norte (Serra Calderona), creándose el marco adecuado para la instalación de la primera gran generación de piedemontes pliocuaternarios (SIMÓN, 1984; PÉREZ CUEVA, 1988).

Características de los depósitos

El estudio geomorfológico nos ha permitido diferenciar cuatro superficies, tanto por el tipo de depósitos como por su disposición y relaciones geométricas. Presentan morfología de glacis, abanico aluvial y terraza, con dispositivo de encajamiento o superposición.

De todos ellos, es el nivel superior (G_3) el que muestra menor desarrollo espacial en este sector de la cuenca medio-baja del Barranc de Carraixet. Se observa fundamentalmente como glacis o plataforma calcárea con carácter principalmente erosivo, ya que están labrados a expensas de los materiales blandos del Terciario (hecho que, en cierto modo, ha dificultado su conservación como superficie aplanada).

El resto de niveles están ampliamente representados, siendo numerosos los puntos donde pueden observarse algunos perfiles representativos. Es en la zona central del piedemonte de Bétera, concretamente en los barrancos de Porta-Coeli y Nàquera, donde los abanicos medio (A_2) y bajo (A_1) se han podido observar con mayores evidencias estratigráficas. Principalmente hacia los tramos medios y finales de estos barrancos los depósitos de ambos niveles se han encontrado por lo general superpuestos, razón por la que el nivel medio aparece en techo degradado por erosión. Hacia la cuenca baja estos niveles (sobre todo el medio), van perdiendo protagonismo en favor del nivel inferior, (terraza holocena), resultado de la incisión reciente del barranco.

* Departament de Geografia. Universitat de València.

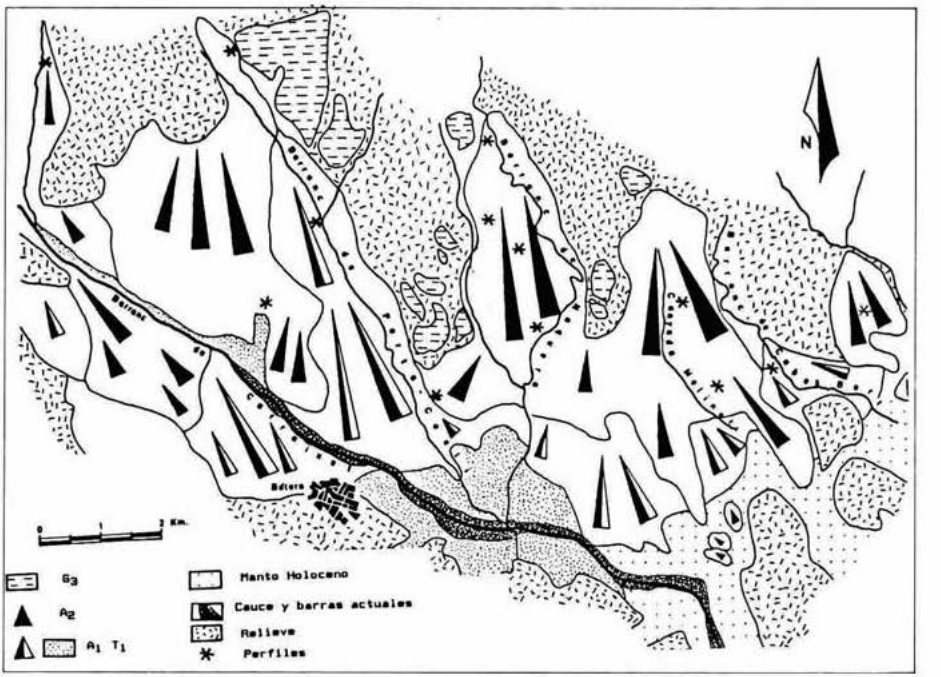


FIGURA 38
Esquema morfogenético del piedemonte de Bétera

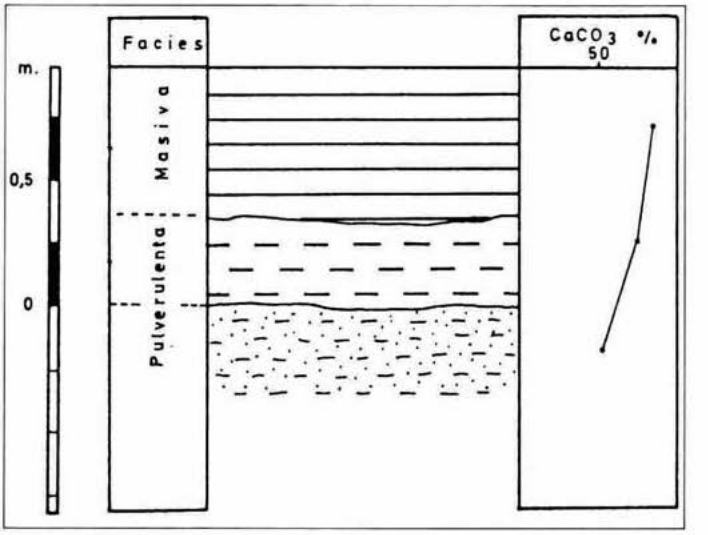


FIGURA 39
Perfil del Barranc de Porta-Coeli

En cuanto a las facies que conforman estos niveles morfogenéticos, existe una gran variedad, resultado de la propia dinámica deposicional que muestran estas formas de acumulación. Para el nivel medio (A_2), la mayoría de los cortes observados muestran facies características de este tipo de ambientes ya sean *water-laid deposits*, como *mass flow deposits*, con sus dos variantes de *debris flow* y *mud flow*. En las zonas proximales se han observado en diversos puntos, cortes con las características facies de *debris flow*, con cambios laterales bruscos e interdigitación de detríticos finos. Hacia las partes medias y distales, junto a las facies de *water-laid deposits* (con sus características subfacies de barras de canal o *channel bar*), aparecen depósitos de *sheet flood*. Este nivel presenta un buen grado de conservación gracias al fuerte encostramiento que lo sella, superior por lo general, al 1'5 m de potencia.

En cuanto al nivel bajo (A_1) las facies que lo forman son semejantes a las descritas para los depósitos del Pleistoceno medio. Dominan en general las facies correspondientes a medios fluviales de tipo *braided*, con las secuencias características de depósitos de canal con desarrollo de canales secundarios. En las partes más distales se puede observar la correlación de estos depósitos con los de la terraza T_1 del Barranc de Carraixet. Las mayores diferencias entre ambos niveles se aprecian, en primer lugar, en los cantos que son más heterométricos y subangulosos los del nivel A_1, y en segundo lugar, en el encostramiento casi totalmente ausente en este último.

La edad que los diversos autores que estudian el área desde una óptica morfogenética asignan a estos depósitos, es villafranquiense para el nivel G_3, Pleistoceno medio para el A_2 y Pleistoceno superior para el A_1 (BRINKMANN, 1931; GOY *et al.*, 1974; MARTÍNEZ *et al.*, 1987; PÉREZ CUEVA, 1988; ESTRELA, 1989).

Relación de los abanicos con otros elementos morfogenéticos

En el piedemonte de Bétera, de todos los niveles que se han establecido, únicamente los dos más antiguos (el nivel superior G_3 y el medio A_2), presentan desarrollo de costra calcárea. Aquí únicamente nos centraremos en el análisis de la costra desarrollada sobre el nivel medio. El estudio de diversos perfiles a lo largo del eje longitudinal de estas formas, revela las características de estos cuerpos carbonatados en relación a su distribución espacial y potencia. En conclusión puede afirmarse que la costra calcárea tiende a cubrir toda la superficie de la forma sobre la que se desarrolla, desde las zonas superiores o proximales a las distales. Sin embargo, la potencia de los perfiles varía de forma importante a lo largo del eje longitudinal de estas superficies. Así los mayores espesores siempre se han localizado en las zonas distales de estos abanicos, con valores en torno al metro. En el ejemplo que aquí nos ocupa, perteneciente a la zona distal, el espesor de la costra es menor por la erosión que provoca el depósito del nivel A_1 (Fig. 39).

a) Facies.

En cuanto a facies, de los cinco tipos que se reconocen como característicos del área valenciana (ESTRELA, 1989), la secuencia aquí observada muestra una facies pulverulenta, con paso a masiva que cierra el perfil. Tanto las facies aquí observadas como la ordenación que muestran en una secuencia vertical, es semejante a la definida por diversos autores para otras áreas (ARAKEL, 1982; ESTEBAN y KLAPPA, 1983; SANCHO, 1985). Pese a que en este perfil sólo se reconocen dos facies, la mayor variedad siempre se localiza en las zonas distales, donde es posible encontrar la secuencia más completa.

b) Microestructuras

En relación a las facies anteriormente comentadas y basándose exclusivamente en la utilización de técnicas microscópicas, sobre todo la lámina delgada, se puede observar como en las costras tiene lugar el desarrollo de una gran variedad de microestructuras cuyo estudio, junto a los datos del análisis geomorfológico y sedimentológico, pueden contribuir a su conocimiento genético. Algunas de las microestructuras más frecuentes observadas en la facies pulverulenta y masiva del perfil seleccionado son: la estructura oolítica-pisolítica, *floating*, la alveolar y las grietas.

Consideraciones finales

El estudio microscópico, junto a los datos de campo, permiten afirmar que en la génesis de estos cuerpos carbonatados intervienen muy diversos procesos:

a) de carácter acumulativo en relación por una parte, a la precipitación de $CaCO_3$ en un sustrato por infiltración de aguas de superficie, y por otra, a fenómenos de tipo mecánico en relación a pequeños canales superficiales propios de la dinámica de estas formas, que facilitan la incorporación de materiales detríticos.

b) procesos biológicos que tienden a alterar el depósito; principalmente destacan los conectados con la actividad radicular (nueva precipitación de $CaCO_3$), y

c) procesos diagenéticos en medio vadoso que litifican el sedimento.

II. PARADA 2. DEPRESION DE CASINOS; EDETA/LLÍRIA Y SU TERRITORIO DURANTE EL PERIODO IBERICO PLENO (SIGLOS IV-II a.C.)

II.1. La depresión de Casinos

*Julio Martínez**

La zona se sitúa geográficamente al N de la provincia de Valencia, al pie de los relieves de la Cordillera Ibérica, en su vertiente meridional, en el sector comprendido entre las localidades de Casinos y Olocau. Las ramblas de Artaj-Castellarda marcan el límite de esta depresión por el W mientras que la rambla Escarihuela lo hace por el E. Limitando por el S con un tramo del río Túria.

En cuanto al encuadre geológico, los relieves situados al N corresponden a formaciones calcáreas del Jurásico, de dominio preferente con relación a otras litologías y en segundo lugar aparecen materiales de edad triásica, representados por areniscas y argilitas en el extremo oriental de esta alineación montañosa. En el límite occidental de la depresión se sitúan relieves de materiales carbonatados de edad triásica y cretácica, y en el margen oriental materiales de la serie neógena de naturaleza detrítico-carbonatada.

El cuadro geológico corresponde al dominio de la cadena Ibérica, por lo que la formación y relleno de esta depresión se explica dentro de la historia evolutiva de la misma.

Antecedentes y origen de la depresión de Casinos

Los fenómenos que causaron la formación de esta depresión fueron debidos a los movimientos distensivos que afectaron a la Cadena Ibérica, (SIMÓN, J.L., 1984).

Durante el Terciario la zona habría funcionado como área hundida, sujeta a procesos de sedimentación. Primero como medio marino (sector de la Cañada) y posteriormente como área de influencia continental con facies detríticas y carbonatadas.

El proceso de sedimentación que vino a continuación fue de origen aluvial y, en parte, se desarrolló en la denominada depresión de Casinos durante el Cuaternario.

Teniendo en cuenta los rasgos litológicos de algunos depósitos, la disposición geomorfológica y el cuadro geodinámico de la región, pueden hacerse algunas consideraciones cronológicas.

Al Neógeno de la zona de Llíria-Burjassot se le atribuye una edad miocena, sin embargo, considerando a la serie neógena como una etapa sedimentaria que se desarrolla entre dos fases de deformación distensivas (J.L. SIMÓN, o.c.), llevaría a tener en cuenta un periodo cronológico más amplio para esta serie, que habría concluido con la aparición de la segunda fase distensiva que modificaría la paleogeografía existente, al desarrollar un nuevo relieve, en el que intervendrían también los sedimentos de edad neógena (Mio-plioceno). En esta fase, el desarrollo de una falla-flexura

* Unidad Docente Edafología y Geología. Universitat de València.

con una dirección que aproximadamente coincide con carbonatados del Terciario, produciéndose como consecuencia del relieve creado un cierre o barrera que constituye el límite oriental de la depresión de Casinos.

La sedimentación continuó en las áreas hundidas durante la etapa final del Neógeno como así parecen indicar algunos depósitos en base a su disposición geomorfológica y características geológicas.

Así pues, durante el Neógeno se originó la colmatación de aquellas depresiones creadas por la primera y principal etapa tectónica distensiva; la segunda etapa modificó el esquema paleogeográfico establecido en la zona, de forma que parte de las depresiones siguen manteniéndose mientras que otras dejan de serlo para convertirse en áreas de denudación. La sedimentación continuó durante el Plioceno superior en la depresión de Casinos y posteriormente, durante el Cuaternario, inducida por la actividad neotectónica del Pleistoceno inferior.

La etapa de relleno más evidente corresponde al Pleistoceno y se ha desarrollado a partir de la erosión de los relieves mesozoicos situados al norte de la cuenca por los barrancos que drenan el relieve y que construyen a partir del mismo una formación de abanicos aluviales coalescentes. Esta acumulación aluvial se caracteriza por una superposición de aportes en la zona de cabecera de los abanicos, acumulación que fue inducida por la dinámica de la zona manifestada por una elevación del relieve. En cuanto a la zona distal el desarrollo estaría controlado por la posición altimétrica del río Túria.

En el límite oriental de la depresión y en la zona de cabecera de los abanicos (barranco de Escorihuela) la disposición de los aportes pertenecientes a las distintas etapas se caracteriza por encajamiento de tal modo que los más antiguos se situan a mayor altura que los más modernos.

II.2. Edeta/Llíria y su territorio durante el periodo Ibérico pleno (siglos IV-II a.C.)

Helena Bonet, Pierre Guérin***

Las intensas prospecciones llevadas a cabo en torno a Llíria y Casinos desde los años 1930 por el Servicio de Investigación Prehistórica han configurado poco a poco una carta arqueológica comarcal de la cultura ibérica, completada por numerosas excavaciones en extensión y puntuales en el Tossal de Sant Miquel de Llíria, la Mont-ravana (Llíria), Cova Foradada (Llíria), Puntal dels Llops (Olocau), el Castellet de Bernabé (Llíria) y la Aceña (Villar del Arzobispo); todos estos poblados ocupados durante el periodo ibérico pleno constituyen la documentación básica de un programa de investigación denominado «Llíria y su territorio en época ibérica», llevado a cabo por el Servicio de Investigación Prehistórica en colaboración con el Departament de Prehistòria i Arqueologia de la Universitat de València.

Las prospecciones sistemáticas programadas desde 1984 han desembocado en una clasificación de todos los poblados conocidos en varias categorías de acuerdo con su tamaño, la naturaleza del terreno, es decir, el grado de pendiente, la proximidad de suelos cultivables, y también de acuerdo con las estructuras exteriores visibles como murallas, torres, etc.

Este método ha facilitado la constitución de cuatro grupos de asentamientos pertenecientes al periodo ibérico pleno, desde finales del siglo V a.C. hasta principios del siglo II a.C. Paralelamente se han llevado a cabo excavaciones recientes en poblados de distintos grupos, lo que permite una mejor definición de sus características. (Fig. 40).

El poblamiento en el Camp de Túria

La ciudad

En la clasificación de los asentamientos en función del tamaño destaca inmediatamente una gran población de más de 10 ha, Sant Miquel de Llíria, de la cual no encontramos equivalentes

* Servicio de Investigación Prehistórica. Valencia.
** Departament de Prehistòria i Arqueologia. Universitat de València.

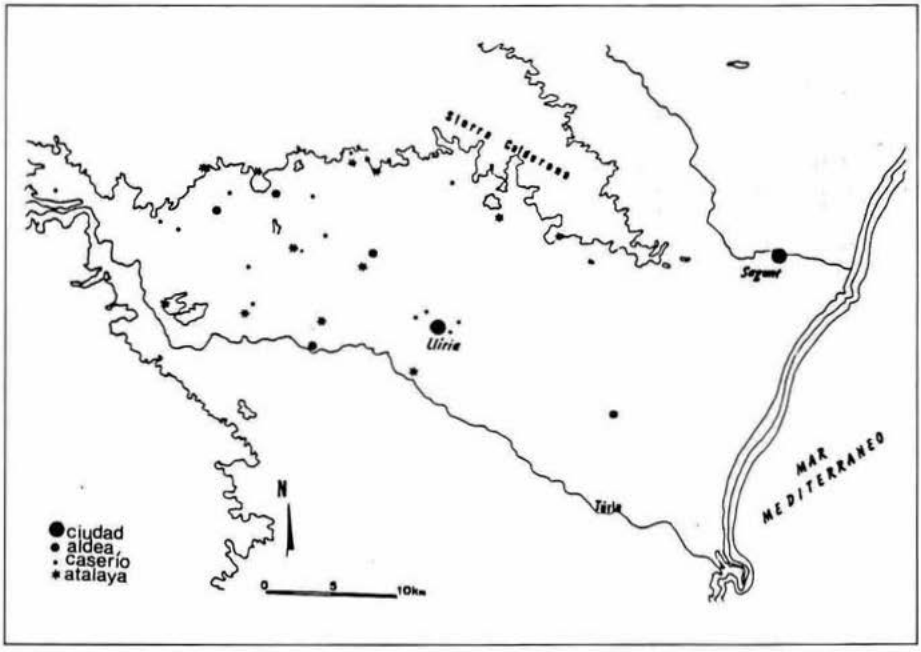


FIGURA 40
El territorio de Llíria durante el periodo Ibérico Pleno Edetano (siglo IV al II a.C.)

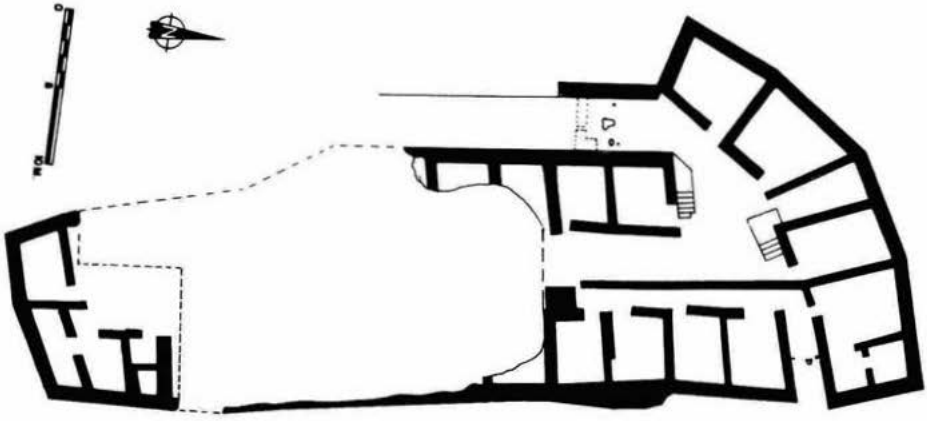


FIGURA 41
El Castellet de Bernabé (Lliria, Valencia)

en un radio de 25 a 30 km. A nivel regional se podrían incluir dentro de la misma categoría Sagunt, la Carència (Torís) y los Villares (Caudete de las Fuentes). Cada uno de estos poblados debía de ejercer la capitalidad sobre una micro-región circundante que constituía su territorio.

En el caso de Sant Miquel contamos además con la cita de Ptolomeo que identifica la ciudad de Edeta con Leiria, de lo cual se deduce que Edeta pudo ser la sede de Edecon, rey de los edetanos.

Más que las estructuras descubiertas en las excavaciones son los ajuares quienes permiten detectar en el Tossal de Sant Miquel la presencia de artesanos especializados al servicio de una clase dominante aristocrática, lo que le confiere un estatuto urbano único.

Las aldeas

Varios poblados, de superficies comprendidas entre 5.000 m^2 y 2 ha, se encuentran diseminados en el llano en torno a Llíria (Torreseca, la Aceña, la Mont-ravana); ocupan en su mayoría suelos agrícolas cuya explotación queda patente en las estructuras de estos poblados donde se encuentran testimonios del cultivo de cereales, vid y olivo, bien mediante las muestras arqueológicas, bien ante el hallazgo de almazaras, elementos de prensa y restos de lagares. La ganadería constituye la otra vertiente de esta economía, con el dominio absoluto de los ovicápridos, suidos y, en menor medida, el ganado vacuno. Los asentamientos de esta categoría son los proveedores de Llíria en productos agrícolas.

El resto de los asentamientos no se diferencian en función del tamaño, que oscila entre los 500 m^2 y 2.500 m^2, sino de sus estructuras defensivas y de su ubicación; tras estas dos variables se configuran, a su vez, dos grupos: las atalayas y los caseríos.

Los caseríos

Ocupan las tierras bajas de la llanura y las pendientes de la Serra Calderona. De todos los conocidos sólo se han realizado excavaciones en el Castellet de Bernabé, un poblado cuyas estructuras aportan numerosos datos en el campo socio-económico edetano. Por otra parte queda patente la dedicación de un sector del hábitat a la explotación agrícola y minera del entorno. El Castellet de Bernabé y los otros asentamientos de esta misma categoría son fincas rurales, residencia de terratenientes o grandes propietarios ocupados en la explotación de los recursos de sus tierras.

Las atalayas

Esta cuarta categoría se distingue por su ubicación sistemática en alto, lejos de los suelos agrícolas y en lugares de difícil acceso. Sus estructuras exteriores siempre incluyen torre o bastiones.

Las atalayas del Camp de Túria forman una red de vigilancia articulada por conexiones intervisuales que permitían un rápido paso de la información hasta cualquier punto del territorio de Llíria. Se ubican en lugares estratégicos de la cornisa de la Serra Calderona, en los pasos hacia el Alto Palancia así como a lo largo del Túria. Constituyen las pruebas definitivas de la dominación política de Edeta/Llíria sobre las tierras por ellas delimitada marcando una línea fronteriza con otros territorios.

El Puntal dels Llops, totalmente excavado, es la atalaya mejor conocida. Construido a finales del siglo V o inicios del IV a.C., sigue el modelo de poblado de calle central con torre de vigilancia, planta que no varió durante los dos siglos de ocupación del yacimiento y que refleja, en cierta medida, el rigor militar del acuartelamiento.

La definición de estas categorías abre camino a una serie de hipótesis sobre la organización socio-política del territorio de Llíria. Como hemos visto, la red de atalayas define las fronteras del territorio de la capital y constituye el medio de afirmación de una formación social de tipo estatal.

III. PARADA 3. EL POBLADO DEL CASTELLET DE BERNABÉ (Llíria)

III.1. El poblado de Castellet de Bernabé

*Pierre Guérin**

El poblado ibérico del Castellet de Bernabé, excavado bajo la dirección del S.I.P. desde 1984, se ubica en las estribaciones de la Serra Calderona, al NW del Camp de Túria; ocupa la cumbre y parte de la ladera occidental de un cerro amesetado, poco destacado de las tierras circundantes; un recinto de planta seudo-rectangular limita el área habitada a la cumbre del cerro, de 70 m de largo por unos 16 m de ancho, totalizando unos 1.000 m^2; en la ladera W una rampa de unos 40 m conduce a la puerta principal de dos batientes; en la ladera opuesta otra puerta de menor tamaño constituye el acceso independiente de un sector aislado del hábitat. Es un poblado «de nueva planta», lo que significa que fue construido de una vez al inicio de la ocupación y no sufrió ampliaciones posteriormente. La vida del poblado transcurre durante el período Ibérico Pleno, momento de máximo esplendor de la cultura Edetana, desde inicios del siglo IV hasta fines del III o principios del II a.C. (Fig. 41).

Arquitectura y urbanismo

La situación del Castellet de Bernabé en un cerro rocoso poco apto para el cultivo ha propiciado la excelente conservación de sus estructuras hasta hoy día. Los derrumbes de las edificaciones proporcionan todo tipo de elementos constructivos como adobes, enlucidos, vigas carbonizadas, trozos de techumbre, clavos de carpintería, cuyo estudio permite la elaboración de propuestas reconstructivas. Algunos paramentos excepcionalmente conservados muestran la técnica ibérica de puesta en obra de la piedra caliza y el adobe. Las escaleras adosadas a las fachadas dejan sospechar el uso de terrazas y primeras plantas, lo que parece bastante común en asentamientos de tan reducidas dimensiones. El desnivel existente entre el suelo de algunos departamentos y la calle atestigua igualmente la existencia de semisótanos.

Toda la arquitectura del poblado refleja la gran importancia otorgada a los espacios abiertos, sin duda para facilitar el tránsito de carros, también revelado por el equipamiento de la puerta principal con mojones protectores y carriladas artificiales.

El modelo urbanístico resultante, muy común en los asentamientos de cumbre, es el denominado «de calle central», donde las estructuras se adosan a la muralla, a ambos lados de una vía de circulación dispuesta en el eje longitudinal central del recinto.

Dos sectores diferenciados

El área excavada puede ser dividida en dos sectores independientes.

—Al W tras pasar un corredor de entrada, se llega a una plaza triangular que enlaza con la calle central hacia el E. Casi todos los departamentos de este sector se organizan radialmente en torno a este espacio. Cerca de la entrada, un primer departamento con balsas y un hogar era una almazara; a continuación, otra dependencia donde la excavación proporcionó tres molinos, numerosas semillas de cebada, así como la llave que lo cerraba, fue sin duda un almacén de granos; más lejos un departamento alargado con un banco vasar de mampostería tenía una función de almacén de ánforas y tinajas; en el extremo E un gran departamento cuadrado con numerosos hogares y cerámica común, es el único espacio de este sector donde se han detectado actividades culinarias. Al S de la plaza dos departamentos albergaban tareas metalúrgicas: en el primero, un gran podio cilíndrico sostenía un hogar de fragua, en el segundo un hogar y una leñera han proporcionado numerosos restos de plomo fundido que testifican el trabajo del plomo y posiblemente la obtención de plata por copelación de la galena argentífera.

* Departament de Prehistòria i Arqueologia. Universitat de València.

—Al E un complejo de cinco departamentos configura indudablemente una gran vivienda; un corredor en «L» comunica con la entrada oriental del poblado hacia el E, y con la calle central hacia el S mediante una estrecha puerta. De N a S los espacios domésticos son: en primer lugar, un gran «espacio colectivo» equipado con numerosos hogares, donde se cocinaba; una capilla doméstica con un hogar ritual y una hornacina donde se realizaban los cultos familiares; un molino, indispensable para obtener la harina consumida diariamente; y dos espacios posiblemente destinados al reposo, con esteras y tapices en el suelo.

La división espacial del poblado en dos sectores diferenciados refleja, al parecer, una división social de sus moradores. Al W los ocupantes de la vivienda son gentes privilegiadas, no activas en la producción; inversamente, en el otro sector casi todos los espacios se encuentran ocupados por estructuras relacionadas con los trabajos agrícolas o metalúrgicos y configuran un complejo productivo; es este el lugar de gentes activas, posiblemente serviles.

En definitiva, el Castellet de Bernabé es la residencia de una familia aristocrática que explota los recursos agrícolas y mineros de una hacienda.

Circunstancias históricas

Los numerosos materiales recuperados en el transcurso de las excavaciones atestiguan un horizonte Ibérico Pleno Edetano semejante al de Sant Miquel de Llíria y fechado desde el siglo IV a. C. hasta principios del II a.C., momento en que se inicia el período Ibérico Tardío tras la conquista romana.

La estratigrafía muestra claramente que el poblado no pudo superar los desajustes del momento de transición de fines del siglo III, inicios del II a.C.; fue destruido dos veces en este corto lapso, y previamente al último incendio el tapiado de la puerta principal refleja con gran realismo el estado de inseguridad que sufría la comarca hacia principios del siglo II a.C.

III.2. Consolidación de fábricas y estructuras de época ibérica

Ignacio A. Pastor

En el cerro de Sant Miquel de Llíria hemos podido observar un serio problema de la excavación arqueológica: los materiales de fábricas constructivas, protegidos durante siglos de la erosión y los meteoros, sufren una rápida degradación al quedar expuestos a la intemperie, llegando en casos extremos a desmoronarse totalmente. Frente a esta perspectiva, tan indeseable como previsible para la multitud de yacimientos arqueológicos no *monumentales*, el interés de Helena Bonet y Pierre Guérin por la conservación de los materiales y fábricas destinados a permanecer en el lugar, se tradujo en redactar y promover sendos proyectos de consolidación para los yacimientos del Puntal dels Llops, en Olocau, y del Castellet de Bernabé.

Aunque hasta ahora no ha sido frecuente este tipo de actuaciones (situación que, afortunadamente, se va corrigiendo), podemos esbozar un marco general de los problemas que las condicionan, y que cabe resumir en:

—limitaciones de presupuesto: salvo los contadísimos casos en que se conoce de antemano el carácter monumental de los restos, los recursos asignados a una campaña arqueológica apenas llegan a cubrir los costes indispensables de excavación, impidiendo la actuación de equipos pluridisciplinares y el desarrollo de estudios complementarios; en el aspecto que ahora nos ocupa, podemos apreciar el deterioro de algunas fábricas, debido a la falta de recursos para aplicarles un tratamiento adecuado, inmediatamente después de descubiertas.

—urgencia de proyecto: el procedimiento burocrático, tomado de actuaciones de muy distinto carácter, obliga a una redacción apresurada y escasa en estudios previos, con importantes indeterminaciones que abarcan desde su propio objeto (puesto que no se sabe qué parte del yacimiento se habrá excavado cuando comiencen las obras, y mucho menos cuántas estructuras aparecerán, ni en qué estado) hasta los parámetros imprescindibles para la redacción de un presupuesto: desco-

nociendo cuánto se demorará la prolija tramitación, es imposible prever el deterioro que se producirá desde que se redacta el proyecto hasta el inicio de obras.

—accesibilidad: la situación de los yacimientos, en lugares de difícil acceso y, por lo general, alejados de núcleos urbanos, limita en gran medida los medios auxiliares de que se podrá disponer: desde el suministro de agua o energía motriz hasta el acarreo de materiales y herramientas de construcción o el acceso del personal, cada actividad deberá ser estudiada en función de las dificultades de acceso; el concurso de maquinaria (grúas, camiones, hormigoneras...) es, por lo general, imposible.

—oficios: la naturaleza de los trabajos a desarrollar exige el recurso frecuente a oficios especializados (cantería, carpintería de armar, albañilería y hormigones de tierra, fabricación de adobes...) en franca recesión, y algunos de ellos prácticamente extinguidos, lo que obliga a una cuidadosa selección de personal y a la previsión de pruebas, ensayos y trabajos previos no habituales.

En el Castellet de Bernabé, naturalmente, hubo que afrontar todos estos problemas, y algunos más, compensando con trabajo e ingenio las limitaciones de recursos que, aunque en mucho menor medida de lo habitual en este tipo de trabajos, también se dieron aquí; para ello, tuvimos la suerte de contar con un equipo de trabajadores cuya experiencia en cantería y mampostería, unida al ingenio con que suplieron la falta de medios auxiliares, produjo los resultados que hoy podemos observar, con la adición de las consolidaciones sistemáticas que, al finalizar cada campaña de excavación, viene realizando Pierre Guérin.

Aunque el proyecto se limitaba a la consolidación de los restos descubiertos, se consideró conveniente hacer compatible dicha intervención con una posible actuación posterior más ambiciosa, que incluyese la reconstrucción, siquiera parcial, de alguno de los departamentos. Con este objetivo, se proyectó la reposición *in situ* de mampuestos caídos, así como la protección de las fábricas, de modo que fuesen compatibles con un recrecido posterior, sin perjuicio de la necesaria distinción entre las partes conservadas y la consolidación; a este aspecto se atendió procurando dejar señales que, siendo suficientemente claras para un especialista, no perturben la visión de conjunto del visitante ocasional, más interesado en construir su propia imagen del poblado, a partir de los restos que observa.

Desde el comienzo de los trabajos de excavación, se pudo constatar el buen estado de conservación que presentaban materiales y estructuras frente al paso del tiempo y los meteoros, en contraste con la depredación sistemática que venía sufriendo el yacimiento desde largo tiempo atrás; expolio destructivo agravado en los últimos años por las acciones de incalificables individuos, que llegaron a demoler magníficas muestras de fábrica de mampostería y adobe descubiertas por las excavaciones.

El proyecto partía de la conveniencia de proceder a la consolidación de las estructuras inmediatamente después de su recuperación, para reducir en lo posible su vulnerabilidad ante los diversos agentes erosivos, y de reparar los destrozos mencionados. Transcribimos de la memoria de proyecto la descripción de las obras.

«Como ya se ha indicado, las características topográficas del yacimiento y su entorno, así como los usos (y abusos) de que ha sido objeto, condicionan fuertemente la intervención que se proyecta, requiriendo importantes trabajos previos de acondicionamiento, que cabe resumir como limpieza y desbroce, remoción de adherencias y derrumbes que ocultan parcialmente las estructuras exteriores, y ligeras nivelaciones que permiten habilitar las zonas más adecuadas de las proximidades para su utilización como parque provisional de materiales y utillaje, y el emplazamiento de los elementos auxiliares indispensables (grúas, depósito de agua, generador, compresor, caseta de dirección y vigilancia, etc.). Puesto que resulta inevitable destinar a estos conceptos una parte considerable de la inversión prevista, se ha planteado como objetivo adicional de este proyecto la optimización de su aprovechamiento, supliendo al tiempo alguna de las carencias del cercano yacimiento de Puntal dels Llops, cuya consolidación se prevé simultánea con ésta; la necesaria planta de fabricación y curado de adobes, cuya ocupación de superficie resultaría allí excesiva para la relativamente exigua cantidad de piezas requerida, puede suplirse con un pequeño excedente de producción en este tajo.

En cuanto se refiere a las obras de consolidación propiamente dichas, se proyecta acometer prioritariamente la limpieza, consolidación y refacciones mínimas necesarias en la muralla, continuando con el interior a medida que avancen los trabajos de excavación; estimamos que, en la

campaña a que afecta este proyecto, será posible actuar sobre la mitad (aproximadamente) de la superficie total del yacimiento, lo que supone más o menos el triple de la zona excavada hasta el momento».

Como ejemplo de lo ya expuesto sobre los problemas inherentes a este tipo de obras, los mayores inconvenientes que hubo que vencer para llevar a cabo este trabajo podrían resumirse como sigue:

a) Situación: en paraje despoblado, sometido a las inclemencias del tiempo y accesible sólo a través de un camino de tierra, intransitable para la mayor parte de medios auxiliares necesarios en este tipo de obra, lo que dificultaba el suministro de las herramientas y materiales imprescindibles: no se pudo disponer de energía eléctrica, y el agua era escasa.

b) Medios: la falta de grúas o elevadores sólo podía ser suplida por el ingenio y la voluntad del equipo de trabajo; resulta por tanto más meritorio, si consideramos que fueron transportadas, trabajadas y puestas en obra piedras que frecuentemente superaban los trescientos kilogramos de peso.

c) Técnicas: el aparejo y labra de la piedra en bloque y los morteros de tierra, casi perdidos en la comarca, hicieron necesario cuidar especialmente la selección del personal, y realizar pruebas y ensayos en cada fase del trabajo. Conviene mencionar también la falta de estudios y documentación sobre este aspecto de la cultura ibérica, y la escasez de precedentes en este tipo de intervención. En cuanto a las fábricas de adobe, la imposibilidad de demorar las obras el tiempo necesario para un correcto curado de las piezas nos obligó a sustituirlas por una imitación ejecutada con la técnica de tapial encofrado que, como la propia fábrica de adobes, mereció en su tiempo la atención de Vitruvio y del propio Julio César.

IV. PARADA 4. LOS ABANICOS ALUVIALES DE LA FOSA DE CASINOS. DINAMICA RECIENTE

Pilar Carmona e Inmaculada March**

Anteriormente se ha explicado el origen y las principales etapas cronológicas de la deformación de la fosa de Casinos, haciendo referencias a su colmatación durante sucesivas etapas de relleno neógenas y cuaternarias (MARTÍNEZ, 1986).

La etapa más evidente de relleno de la fosa corresponde al Pleistoceno. Las acumulaciones adoptan la fisonomía de abanicos aluviales con ápices al borde de la cubeta: todos los conos (excepto el de la Rambla Castellarda en su contacto con el río Túria) tienen la cuenca de drenaje en los materiales de la Serra Calderona y el ápice, en el contacto con la fosa de Casinos (señalando el eje tectónico Higueruelas —Puçol, comentado por PÉREZ, 1988). La ruptura de pendiente crea un cambio en la geometría hidráulica del canal, el cauce pierde profundidad, gana anchura y divaga lateralmente abandonando su carga y construyendo el edificio sedimentario.

De oeste a este, siguiendo este eje tectónico se distinguen los abanicos de la Rambla del Roig, el de la Rambla d'Artaix, el del Barranc dels Frares, el del Cerro Pital, el de la Rambla de les Vint-i-quatre, el del Barranc del Forat y el de la Rambla Primera (la Rambla Castellarda forma otro cono aguas abajo, fuera de esta alineación). Los abanicos de las ramblas de Artaix, Castellarda y Primera están incididos y por lo tanto son paleoconos; todos los demás son funcionales (Fig. 42).

En todos los abanicos pueden distinguirse varios niveles de acumulación correspondientes a sucesivas etapas de relleno pleistoceno (principalmente medio y superior). Los niveles, según la actividad tectónica, se superponen o se encajan unos en otros, en algunos casos la intensa migración del canal dificulta la asignación cronológica de cada una de las series.

Un estudio detallado muestra niveles recientes de acumulación en los conos funcionales; un ejemplo es el del Barranc dels Frares (fig. 42) en donde el nivel asignable al Holoceno tiene abundante contenido cerámico de época romana (poblado del Terç).

En la parte distal, centro de la fosa, se produce la coalescencia de los cuerpos sedimentarios; aquí una topografía de detalle señala los sectores de interdigitación de unos abanicos en otros. La pérdida de pendiente se traduce en la configuración de una llanura aluvial.

* Departament de Geografia. Universitat de València

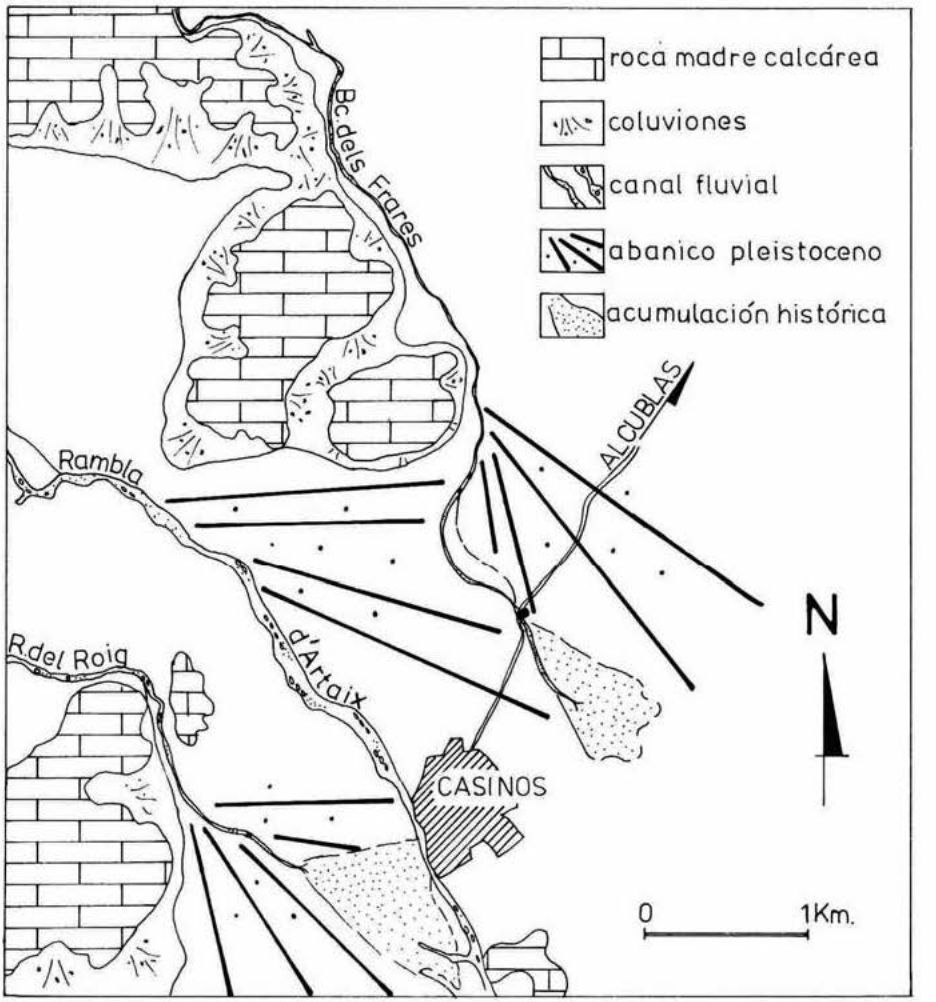


FIGURA 42
Abanicos aluviales de la zona de Casinos

Los procesos de acumulación observables en los sectores apical y medio, contrastan con la dinámica erosiva de grandes cárcavas en los sectores distales del abanico. Se ha podido comprobar (MARCH, 1991) que estas cárcavas (llamadas «arroyos» en la geomorfología anglosajona) progresan con motivo de precipitaciones intensas, originándose procesos de concentración de escorrentía superficial y subsuperficial (paleocauces). Los procesos se acompañan de colapsos de material en las cabeceras en regresión, circulación en arroyada en el fondo de las cárcavas (morfología plana), y acumulación de material detrítico aguas abajo, en la parte terminal del sistema. Las causas de formación y desarrollo de estos canales se han puesto en relación en medios semiáridos con cambios climáticos y con la deforestación producida por las prácticas agrícolas (Fig. 43).

V. PARADA 5. GESTALGAR: TERRAZAS DEL TÚRIA

*Julio Martínez**

Al pie de la Sierra de la Lobera cuyo relieve montañoso lo constituyen fundamentalmente series calcáreas jurásico-cretácicas y en cuya base afloran margas yesíferas del keuper, se sitúan los depósitos detríticos que son el objetivo de la parada.

El espesor de los mismos se ha estimado en unos 40 m situándose su base a 4 m sobre el talweg del río.

La morfología de la superficie original se habría desarrollado como un piedemonte formado por coalescencia de conos aluviales y depósitos coluvionales.

En el corte correspondiente a la parada pueden distinguirse varios niveles superpuestos de aportes de génesis diferente, entre los que hay que señalar los pertenecientes a un origen fluvial y los de carácter aluvial.

De muro a techo de la formación y apoyados sobre materiales triásicos (Keuper) se dispone un depósito de terraza T_1 con un espesor de 10 a 15 m, formado por cantos redondeados, sobre el que se apoya un nivel de arenas cementadas de 1 m aproximadamente; le sigue un depósito de arcillas que lateralmente pasa a una alternancia de capas de arcillas y gravas con algún nivel más grueso de cantos subangulosos, que testifican la presencia de materiales aluviales A_1 y que, hacia el techo de la formación, se caracterizan por estar formados por niveles de limos con gravas más o menos dispersas y depósitos de cantos y gravas.

Esta formación presenta además una intercalación de depósitos aluviales A_2 y fluviales T_2 formados después de una primera etapa aluvial A_1. A partir de esta primera fase, tienen lugar procesos de erosión, encajamiento y relleno de esta segunda fase aluvial A_2 constituida por depósitos de cantos, sobre la que se dispone una segunda terraza T_2 formada por cantos redondeados y cementados. A continuación de este depósito fluvial se dispone finalmente una sucesión de aportes aluviales A_3, representados por niveles de gravas y limos (Fig. 44).

La formación de estos depósitos se justifica dentro de la evolución geodinámica de la zona, caracterizada por procesos neotectónicos de carácter distensivo que se manifiestan por movimientos de elevación y hundimiento de bloques a favor de planos de fractura preexistentes.

En cuanto a la edad de la formación detrítica, ésta correspondería al Pleistoceno inferior y el proceso subsidente se situaría en el transcurso del mismo.

VI. PARADA 6. EL POBLADO IBERICO DE LA ACEÑA (VILLAR DEL ARZOBISPO)

*Helena Bonet***

El yacimiento de la Aceña se ubica en pleno llano del Villar del Arzobispo, junto a la Rambla de la Aceña y se encuentra atravesado de norte a sur por la carretera local de Villar del Arzobispo a Bugarra. Dado a conocer a principios de siglo por F. Almarche, se ha identificado en varias

* Unidad Docente Edafología y Geología. Universitat de València.
** Servicio de Investigación Prehistórica. València.

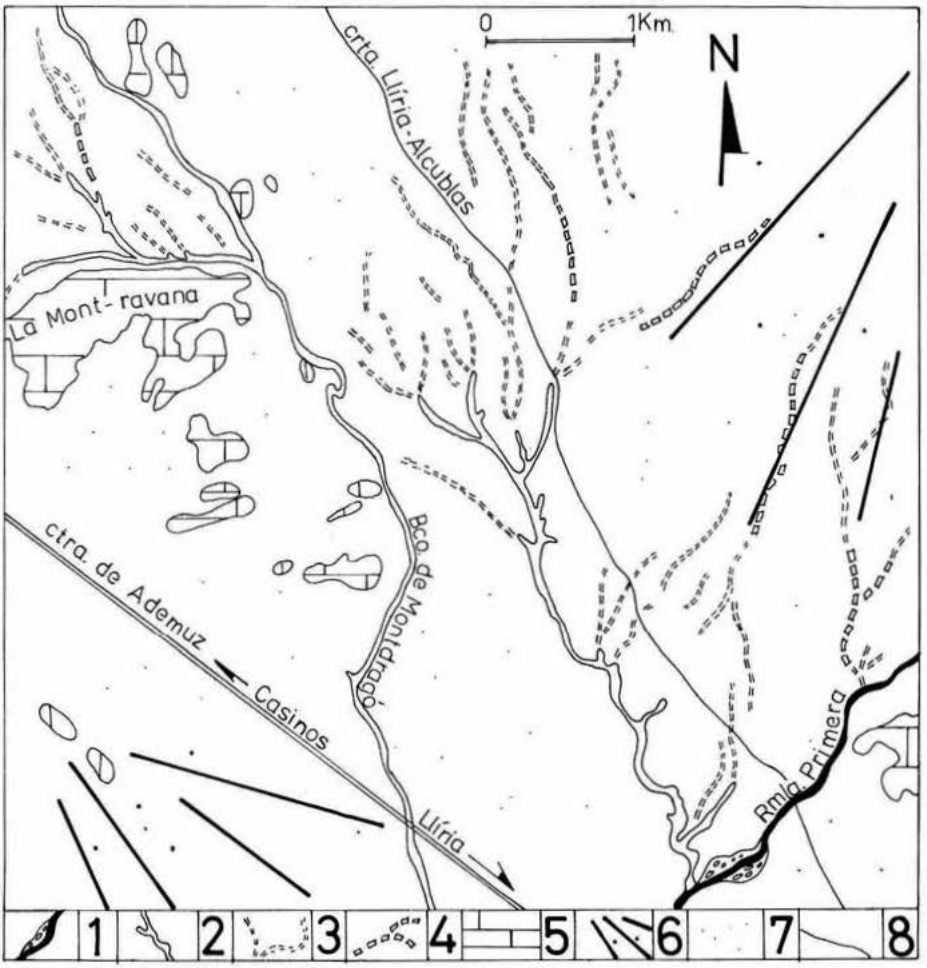
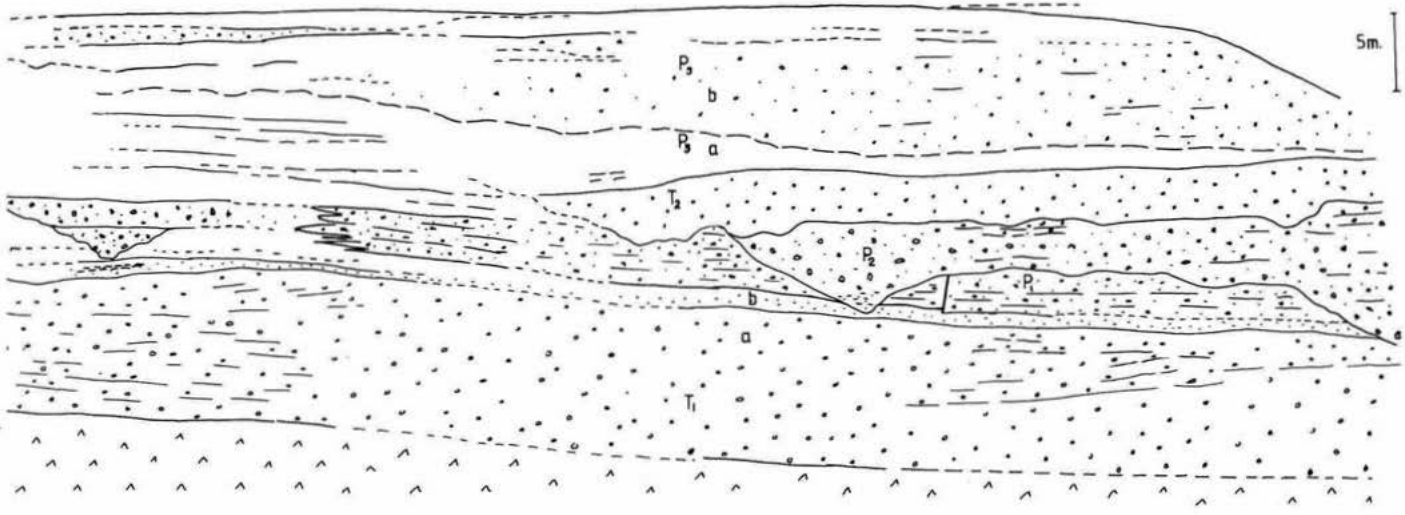


FIGURA 43
Cárcavas y arroyos en el área de Casinos.
1: Rambla Primera o de Llíria.
2: Cárcavas o arroyos.
3: Paleocauces enterrados.
4: Paleocauces en superficie.
5: Afloramientos calcáreos.
6: Conos pleistocenos.
7: Llanuras aluviales.
8: Carreteras



Cuaternario
- Limos/arcillas
- Cantos/gravas/limos

Triásico
- Margas yesíferas

T_1 (a,b), T_2. Depósitos fluviales

P_1, P_2, P_3 (a,b). Depósitos aluviales

— — — — Límite supuesto (Pleistoceno Inferior-medio)

FIGURA 44
Cauce de río Turia. Terrazas

ocasiones con la Torre, yacimiento romano que se extiende a 1 km al sur de la Aceña llegándose incluso a confundir citas y materiales de ambos yacimientos. Tras la publicación en 1947 de «Exploraciones en la comarca de Casinos» por D. Fletcher, el poblado de la Aceña quedará definitivamente identificado y adscrito a la cultura ibérica.

Desde el año 1985 se han realizado cinco campañas arqueológicas bajo la dirección del Servicio de Investigación Prehistórica y se han consolidado las estructuras excavadas, siendo hoy visitables.

El yacimiento, de aproximadamente 1 ha de superficie, conserva la mayor parte de su perímetro amurallado, de 150 m de largo, que había pasado siempre inadvertido debido a su aprovechamiento, desde antiguo, como margen de bancal.

Uno de los aspectos más interesantes de la Aceña es precisamente su ubicación en el llano totalmente desprovisto de estructuras defensivas. En efecto, el recinto que le rodea es un simple muro de 80 cm de espesor que delimita la parte posterior de las viviendas formando parte integrante del urbanismo doméstico. En toda su longitud conservada no hay ninguna torre ni bastión y, aunque en el siglo pasado se destruyeron dos tramos del recinto para la construcción de la carretera, no parece, por las noticias verbales de la época, que dichos sectores contasen con importantes fortificaciones. Esta total ausencia de posibilidades defensivas reafirma que la principal función de este asentamiento fue económica y no militar (Fig. 45).

En cuanto a su evolución histórica y desarrollo urbanístico, la Aceña presenta dos niveles de ocupación superpuestos, adosados ambos al mismo recinto.

La Aceña I

Es el nivel inferior y primera fase de ocupación del asentamiento.

Sólo conserva estructuras en el sector norte del yacimiento, mientras que en el resto de la zona excavada este nivel ha sido prácticamente arrasado por el posterior trazado urbanístico de la Aceña II.

El material recuperado es muy escaso a lo que hay que añadir la falta de importaciones que permitan fechar este nivel con precisión. A pesar de ello, la cerámica ibérica de tipo arcaico permite datar la primera ocupación en el Ibérico Antiguo, comprendido entre finales del siglo VI y V a.C.

La Aceña II

Es el nivel superior y última fase de ocupación. Se asienta directamente sobre las estructuras de la Aceña I sin seguir el anterior trazado, destruyendo incluso las estructuras existentes. Sólo mantiene sin modificación alguna el perímetro de la muralla.

Debido a su ubicación en medio de las tierras cultivables, este poblado ha sido recientemente arrasado por lo que apenas conserva una o dos hiladas de piedras de los muros, habiendo llegado incluso a desaparecer muchos de ellos bajo la reja del tractor. Sin embargo, las excavaciones realizadas al pie de la muralla, en la zona oeste, muestran un urbanismo de trazado bastante regular con un sector de viviendas, adosado a la muralla, formado por grandes casas compartimentadas.

Aquí el suave relieve ha propiciado la construcción de viviendas cuadrangulares; una de ellas, totalmente excavada, se compone de un espacio central o vestíbulo al cual se llega desde la calle y que comunica con las otras dependencias: dos habitaciones laterales, al fondo en el lugar más resguardado, almacenes equipados con bancos vasares; a un lado, hacia el N, un suelo irregular lleno de detritus marca el emplazamiento de un patio, donde podían estar los animales domésticos. Las puertas de entrada se abren en las fachadas alineadas a lo largo de una amplia calle central de 4 m de ancho y empedrada, apta para el tránsito rodado.

Al otro lado de la calle se han excavado dos dependencias, una de ellas destinada a la producción de aceite, como lo prueba una gran balsa de decantación en cuyo interior se hallaron huesos de aceituna.

Este nivel de ocupación, al que corresponden todas las estructuras hoy visibles, está fechado entre los siglos IV-II a.C. a partir de los materiales arqueológicos recuperados: cerámicas áticas de

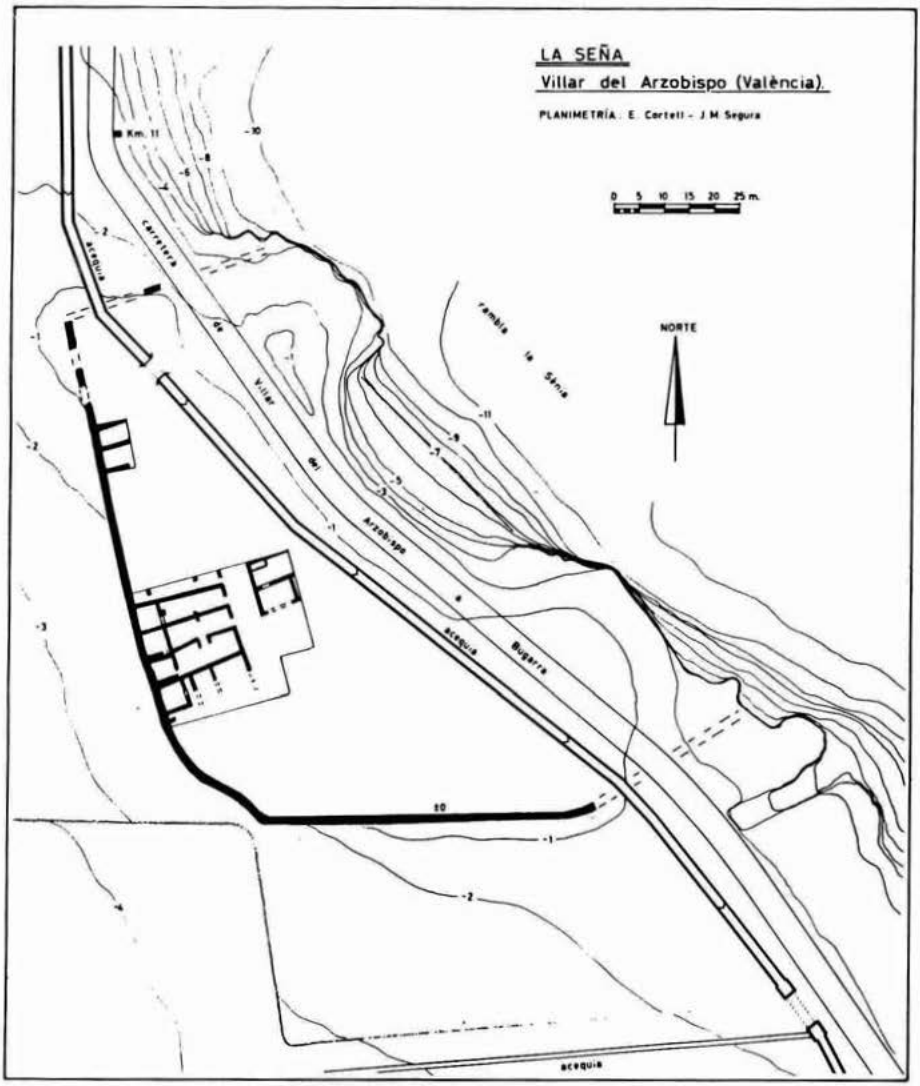


FIGURA 45
Poblado de la Aceña

barniz negro, del taller de las tres palmetas radiales, campaniense A y un semís romano del año 156 a.C. Todo ello acompañado del característico ajuar doméstico de cerámica ibérica —ollas, ánforas, tinajas, copas, jarras, platos, etc.— y escaso metal —fíbulas de la Tène, pinzas, broche de cinturón de bronce e instrumental agrícola de hierro—.

La Aceña pertenece junto con Torreseca (Casinos), la Mont-ravana (Llíria) o el Tos Pelat (Montcada) a la segunda categoría de poblados ubicados dentro del territorio de Edeta/Llíria y definidos como aldeas a partir de su extensión (3.000 m^2 a 1 ha) y funcionalidad. Son comunidades básicamente agrícolas donde se llevan a cabo también otras actividades artesanales y la metalurgia. Dispersos por el valle, ya sea en llano o en alturas medianas, se ubican siempre en los suelos agrícolas productivos y próximos a recursos acuíferos.

BIBLIOGRAFIA

ARAKEL, A.V. 1982: Genesis of calcrete in Quaternary soil profiles, Hurr and Leeman Lagoons, Western Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 52-1, pp. 109-125.

BERNABEU, J., BONET, H. y MATA, C. 1987: Hipótesis sobre la organización del territorio Edetano en época Ibérica Plena: el ejemplo del territorio de Edeta/Llíria. *Iberos. Actas de las Primeras Jornadas sobre el Mundo Ibérico*, Jaén 1985, pp. 137-156.

BONET, H. 1988: La Seña, Villar del Arzobispo (Los Serranos). *En Memòries Arqueològiques a la Comunitat Valenciana 1984-1985*, Valencia, pp. 253-257.

BONET, H. y GUÉRIN, P. 1989: Habitats et organisation du territoire édétanien jusqu'au début du IIème s. av. J.C. En *Habitats et structures domestiques en Méditerranée Occidentale durant la Protohistoire (pré-actes)*, Arles, pp. 80-84.

BONET, H. y PASTOR, I (1984): Técnicas constructivas ibéricas. *Papeles del Laboratorio de Arqueología*. Saguntum, XVIII, Valencia, pp. 163-187.

BONET, H. y PASTOR, I. (1987): Memorias de los proyectos de consolidación del Puntal dels Llops (Olocau, Valencia) y Castellet de Bernabé (Llíria, València). Inédito.

BRINKMANN, R. 1931: Betikum und Keltiberikum in Sudöstspanien. *Beitr. Geol. der Westmediterrangebiet*, 6, pp. 749-856. Traducción en *Public. Extranjeras sobre Geol. de España*, C.S.I.C., Madrid, 1948, pp. 305-434.

COOKE, R.U. y REEVES, R.W. 1976: *Arroyos and Environmental Change in the American South-West*. Clarendon Press, Oxford, 213 pp.

ESTEBAN, M. y KLAPPA, C. 1983: Subaerial exposure environment. *Carbonate Depositional Environments*, Ed. Scholle, Bebout, Moore A.A. P.G. Memoire 33, pp. 1-54.

ESTRELA, M.J. e.p.: Contribución al conocimiento de las costras calcáreas del Piedemonte de Bétera (Provincia de Valencia): Facies y Microestructura. *Actas de la II Reunión del Cuaternario Ibérico*, Madrid 1989, pp. 25-29.

GOY, J.L. y ZAZO, C. 1974: Estudio morfotectónico del Cuaternario en el Ovalo de Valencia. *Actas de la I Reunión Nacional del Grupo de Trabajo del Neógeno y Cuaternario*, C.S.I.C., Madrid, pp. 71-82.

GRAF, W.L. 1987: *Fluvial Processes in Dryland Rivers*. Berlin, Springer Verlag, 365 pp.

GUÉRIN, P. 1989: El asentamiento ibérico del Castellet de Bernabé (Llíria, Valencia). Informe Preliminar. En *Actas del XIX Congreso Nacional de Arqueología*, Castellón 1987, Zaragoza, pp. 553-564.

GUÉRIN, P. y BONET, H. 1988: Castellet de Bernabé, Llíria (Camp de Túria). En *Memòries Arqueològiques a la Comunitat Valenciana 1984-1985*, Valencia, pp. 178-181.

GUÉRIN, P., BONET, H. y MATA, C. 1989: La Deuxième Guerre Punique dans l'Est ibérique à travers les données archéologiques. *Studia Phoenicia*, X, Punic Wars, pp. 193-204.

MARCH LEUBA, I. 1991: *Los conos aluviales de los llanos de Casinos-Llíria*. Tesis de Licenciatura, Universitat de València. Inédita.

MARTÍNEZ GALLEGO, J. 1986: *Geomorfología de los depósitos cuaternarios de la zona N-NE de la provincia de Valencia*. Tesis Doctoral. Facultad de Geología. Madrid. Inédita.

MARTÍNEZ GALLEGO, J. 1987: Los depósitos cuaternarios en los alrededores de Gestalgar (Valencia). *Actas de la VII Reunión sobre Cuaternario*, Santander.

MARTÍNEZ, J., GOY, J.L. y ZAZO, C. 1987: Un modelo de mapa neotectónico en la Región Nororiental de la Provincia de Valencia (España). *Estudios Geológicos*, 1-2, vol. 43.

PÉREZ CUEVA, A. 1988: *Geomorfología del Sector Ibérico Valenciano —entre los ríos Mijares y Turia—* Dpto. de Geografía, Universitat de València, 217 pp.

SANCHO, C. 1985: El piedemonte pliocuaternario en la Región del Cinca (Provs. de Huesca y Lérida): Depósitos y evolución. *Actas de la I Reunión del Cuaternario Ibérico*, Vol. 2, Lisboa, pp. 381-392.

SIMÓN GÓMEZ, J.L. 1984: *Comprensión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 269 pp.

LA LLANURA ALUVIAL DEL TURIA Y LA ALBUFERA DE VALENCIA*

Coordinadores:
P. CARMONA, A. RIBERA

Colaboradores:
Mª J. DE PEDRO, E. GRAU, E. SANJAUME

* El contenido científico de este trabajo se ha beneficiado de los proyectos «Pleistoceno superior y Holoceno en el área valenciana» DGCYT PB 89-0524 y «Crecidas mediterráneas: análisis hidrogeomofológico» DGCYT PB 89-0526.

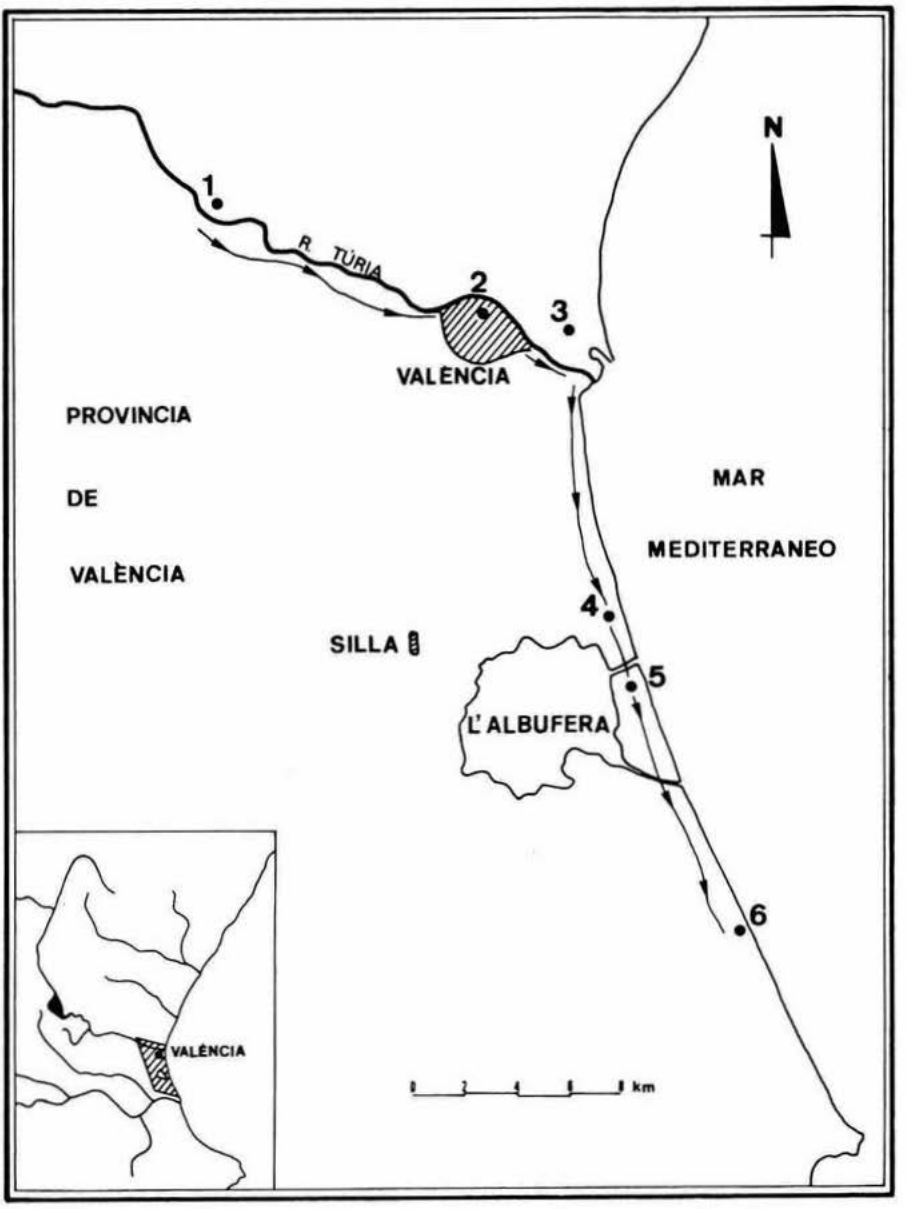


FIGURA 46
Itinerario excursión D

I. PARADA 1. LAS TERRAZAS PLEISTOCENAS DEL TÚRIA Y EL POBLADO DE LA LLOMA DE BETXÍ

1.1. Las terrazas pleistocenas del Túria y la llanura de Valencia

*Pilar Carmona**

LA llanura costera del río Túria forma parte de las planas sedimentarias del Golfo de Valencia; es un claro ejemplo de cuenca de acumulación detrítica pleistocena y holocena que ha experimentado un proceso de hundimiento (desde fines del Terciario) y superposición de niveles cada vez más recientes, ya sean continentales, marinos o de transición. Esta situación dificulta gravemente el reconocimiento de su historia cuaternaria; la subsidencia no favorece el encajamiento de los cursos de agua y el registro de las terrazas fluviales es fragmentario e incluso sólo representado, en la costa, por el nivel o los niveles más recientes.

La superposición de niveles cuaternarios se produce a partir de ejes distensivos (neógenos y cuaternarios) sensiblemente paralelos a la costa. A partir de aquí se escalonan todas las estructuras en dirección al mar y pierden cota los niveles continentales pleistocenos (Fig. 47).

Para analizar las terrazas del Turia en el área cercana al litoral es necesario distinguir dos sectores: el primero comprendido entre la Presa de Aguas y Manises, y el segundo entre esta población y el mar.

En el sector del Túria próximo a la Presa, los niveles de glacis y terrazas más antiguos (Pleistoceno inferior y medio, T_4 y T_3) están encajados en los materiales calcáreos miocenos. Estas formaciones, sumamente encostradas y tectonizadas, aparecen como pequeños rellanos aluviales escalonados a cotas entre 80-90 m s. n. m. En la base es frecuente encontrar materiales arenosos de la transgresión miocena (fig. 48).

Aguas abajo, en la orilla derecha, desaparecen los materiales del sustrato mioceno y ambos niveles (T_4 y T_3) se convierten en una única y amplia superficie —con morfología de glacis—, denominada el Pla de Quart; esta transición se realiza sin que se observe ningún tipo de encajamiento. La pérdida progresiva de cota del nivel de esta superficie (de 80 m en el área de la Presa a 45 m s.n.m. en el área de Manises; apenas 4 km) y la desaparición de uno de los dos niveles, permite suponer un fenómeno de superposición del más moderno sobre el antiguo propiciado por el hundimiento del sector durante el Pleistoceno.

En la orilla izquierda, sin embargo, el sustrato calcáreo mioceno se constituye en una plataforma emergente, sobreelevada durante el Pleistoceno; la serie de terrazas pleistocenas antiguas, aparecen completas y escalonadas hacia el río y sus cotas se mantienen varios metros por encima de la serie del Pla del Quart (Fig. 48).

Los niveles del Pleistoceno superior (T_1) aparecen —entre la Presa de Aguas y Manises—, encajados siempre en los niveles más antiguos, cercanos al cauce y en ambas orillas.

En el segundo tramo contemplado, desde Manises hasta el mar, observamos nuevos fenómenos de superposición similares al descrito aguas arriba. La única diferencia es que se producen en ambas orillas, y esta vez es el Pleistoceno superior (abanico aluvial con ápice en Quart, y varios niveles de terraza T_1, encajados y escalonados en dirección al cauce) el que se superpone a la serie más antigua; aguas abajo, en Valencia se repite el mismo fenómeno, la serie del Holoceno (nivel 0) sepulta la acumulación del Pleistoceno superior (Fig. 48).

La interpretación de cortes geológicos efectuados con datos de sondeo (CARMONA, 1990) nos permite establecer la estratigrafía del substrato sedimentario y la secuencia relativa de formación de la llanura (fig. 49 y 50). La datación absoluta de algunos de los niveles más significativos nos permite entrever la evolución de la llanura durante el Pleistoceno superior y Holoceno dividida en tres fases:

1ª) Los momentos de la *última regresión marina pleistocena* (correlacionable con el nivel T_1 continental).

2ª) Las *fases transgresivas flandrienses* (correlacionadas con el Holoceno antiguo 0_a).

* Departament de Geografia. Universitat de València.

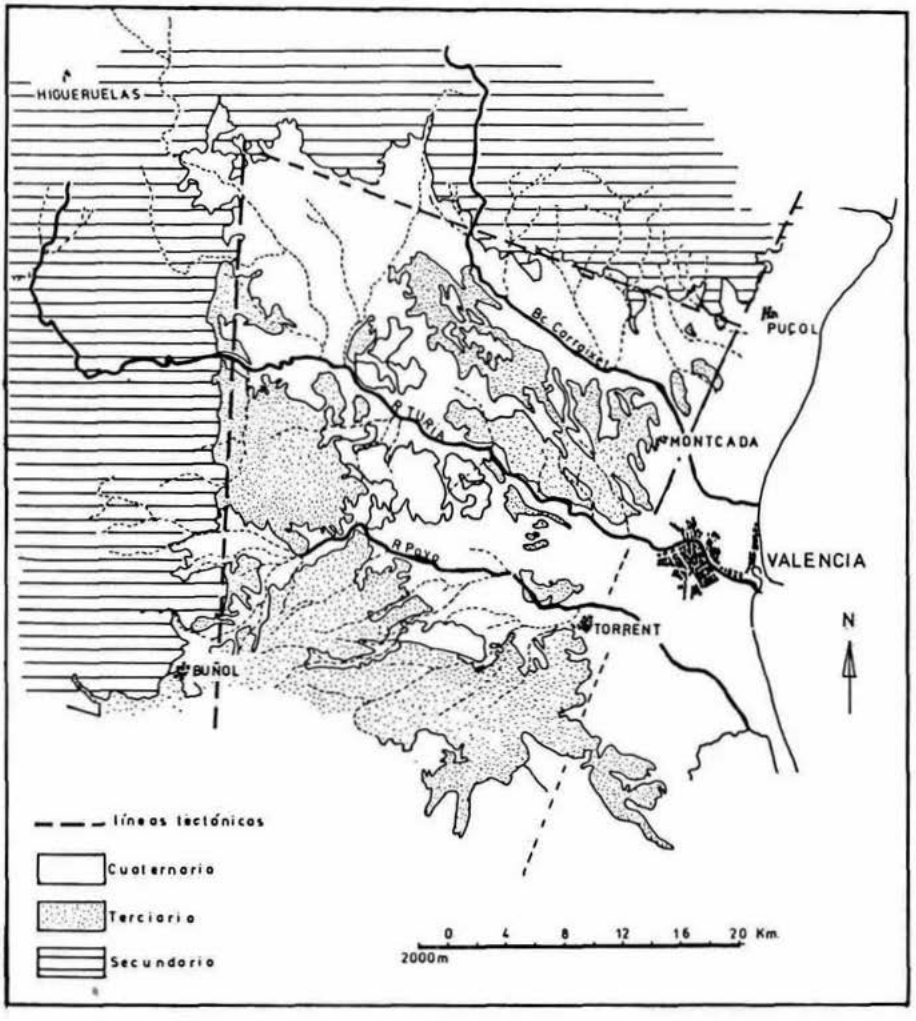


FIGURA 47
Ejes tectónicos de la llanura de Valencia (datos de Pérez Cueva, 1989)

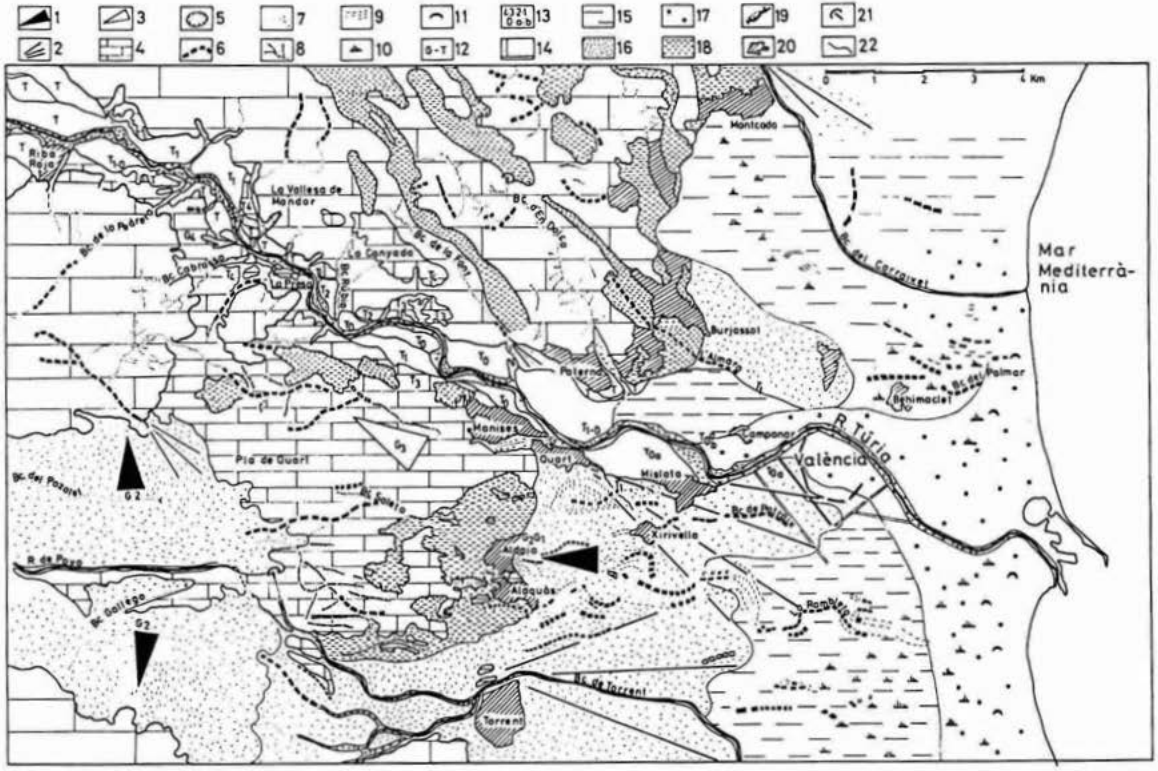


FIGURA 48

Esquema geomorfológico. 1: glacis. 2: cono aluvial. 3: glacis de erosión. 4: encostramiento. 5: depresión cárstica. 6: paleocanal. 7: barranco. 8: drenaje subsuperficial. 9: paleocauces. 10: marjal. 11: restinga. 12: glacis-terraza. 13: niveles 4-3, pleistoceno inferior-medio; 2, pleistoceno medio; 1, pleistoceno superior; 0, holoceno a, inferior, holoceno b, superior. 14: sustrato calcáreo. 15: cuencas de inundación holocenas. 16: acumulaciones del pleistoceno superior. 17: llano de inundación reciente (T_0). 18: arcillas rojas. 19: canal. 20: poblaciones. 21: capturas. 22: contactos

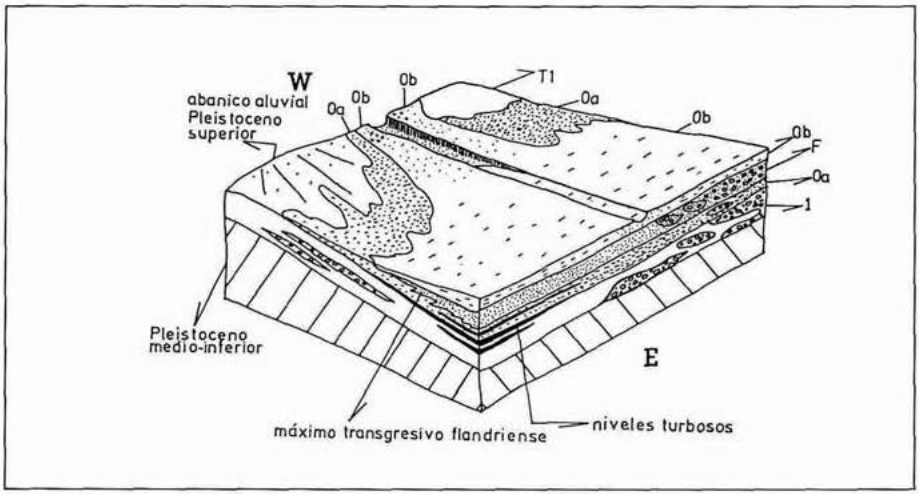


FIGURA 49
Bloque diagrama principales capas de la llanura.
Cronología relativa: 1, Pleistoceno superior. 0_a, Holoceno inferior. 0_b, Holoceno final.
F, Máximo transgresivo flandriense

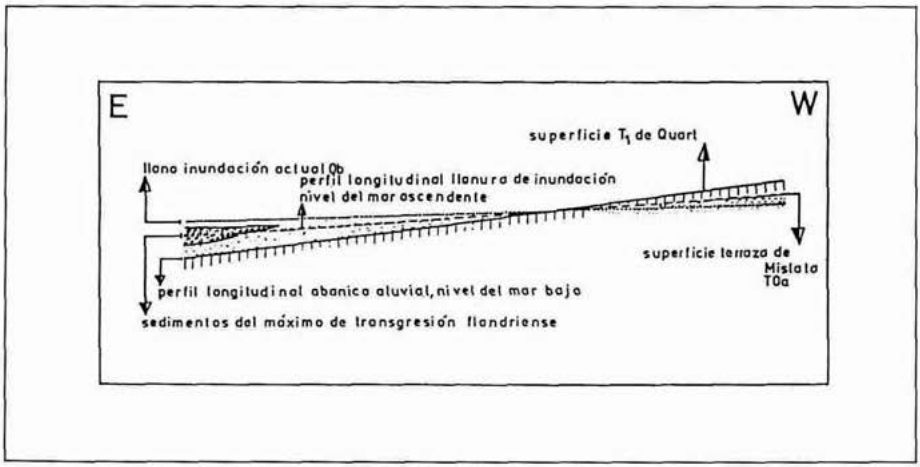


FIGURA 50
Perfiles longitudinales del canal del Turia
en la llanura costera y variaciones del nivel del mar
(última regresión pleistocena, ascenso flandriense,
máximo transgresivo y progradación continental reciente)

3ª) Finalmente los *procesos de aluvionamiento recientes* de los últimos milenios holocenos (nivel O_b) netamente continental.

1) Las capas más antiguas atravesadas por los sondeos son las facies basales detríticas y el abanico aluvial que forman un manto de mayor pendiente conectado con la terraza T_1 de Mislata (Pleistoceno superior); aguas abajo aparece cada vez a mayor profundidad, bajo materiales más recientes. Este nivel se deposita con un nivel del mar más bajo y alejado que el actual, y puede correlacionarse *grosso modo* con la última regresión marina pleistocena.

2) Materiales de cuenca de inundación antiguos envuelven materiales detríticos en las facies distales de este abanico, más antiguos a mayor profundidad y más recientes hacia techo, señalando el ritmo del ascenso flandriense (correlacionable con el nivel continental T_{0a} del Holoceno inferior); estas cuencas debieron ocupar espacios continentales mucho más amplios que en la actualidad hoy en día cubiertos por el mar. El máximo de la transgresión flandriense no llega al casco antiguo de la ciudad de Valencia, sin embargo, por el norte y por el sur del río actual, dunas y playas de arena progresarán varios kilómetros hacia el interior del continente, episodio transgresivo que queda reflejado en una cuña arenosa evidente en los sondeos costeros a escasos metros de profundidad.

3) La dinámica del Holoceno final en tierras mediterráneas, ampliamente relacionada con la acción antrópica en las cuencas, será la responsable de la acumulación de una última capa de sedimentos finos, bajo la dinámica progradante de un llano de inundación de época histórica, que sobremonta la terraza del Holoceno antiguo aguas abajo de Mislata, a la altura de la ciudad fundacional de Valencia. Esta nueva capa enterrará los edificios holocenos antiguos, las marjales y todos los edificios del máximo transgresivo anterior.

1.2. El poblado del bronce de la Lloma de Betxí

*Mª Jesús de Pedro**

Al oeste de la ciudad de Valencia, siguiendo el curso del río Túria hacia su nacimiento, se encuentran los cerros de formación terciaria y de escasa altura de Montcada y Paterna formando entre ellos una pequeña franja de huerta que llega, río arriba, hasta Vilamarxant. En medio de este paisaje destaca la presencia de un espacio denominado la Vallesa de Mandor que conserva aún una típica vegetación mediterránea formada por la alianza *Oleo-Ceratonion* con la presencia de bosques de carrascas degradados junto a pinos carrascos, lentiscos, acebuches, leguminosas, palmitos, esparto, etc. La pinada cubre la mayor parte de los pequeños cerros de esta propiedad destacando uno, aislado y sin vegetación, donde se encuentra el yacimiento de la Lloma de Betxí, en la margen izquierda del río frente a la denominada Presa de Manises.

Es una pequeña loma de composición arcillo-margosa sobre un lecho de gravas y pequeñas piedras adheridas al manto rocoso; su orientación general es noroeste-sureste de forma alargada y con unas dimensiones en la parte superior de aproximadamente 50×20 metros.

La Lloma de Betxí es conocida como poblado de la Edad del Bronce desde el año 1928 en que fue dada a conocer por N.P. Gómez Serrano, pero es a partir de 1984 cuando se inician las excavaciones arqueológicas en el yacimiento.

El área excavada en la parte superior del cerro es de 168 m^2 correspondiendo en su mayor parte a dos grandes habitaciones o departamentos cuya estratigrafía ha puesto de manifiesto la existencia de dos niveles de ocupación. En base a esta estratigrafía y a los restos constructivos localizados podemos admitir que nos encontramos ante una gran construcción de planta rectangular de 5-6 metros de anchura y 27 metros de longitud cuyos muros son de piedra trabada con tierra, de 1 metro de anchura, revestidos por un enlucido o revoco de tierra, y que está dividida en dos grandes habitaciones I y II, comunicadas por una puerta abierta en el muro medianero. Construcción techada por una cubierta de troncos, tierra y ramaje que se apoya directamente sobre los muros de piedra y sobre dos series paralelas de postes alineados longitudinalmente (Fig. 51).

* Servicio de Investigación Prehistórica. Valencia.

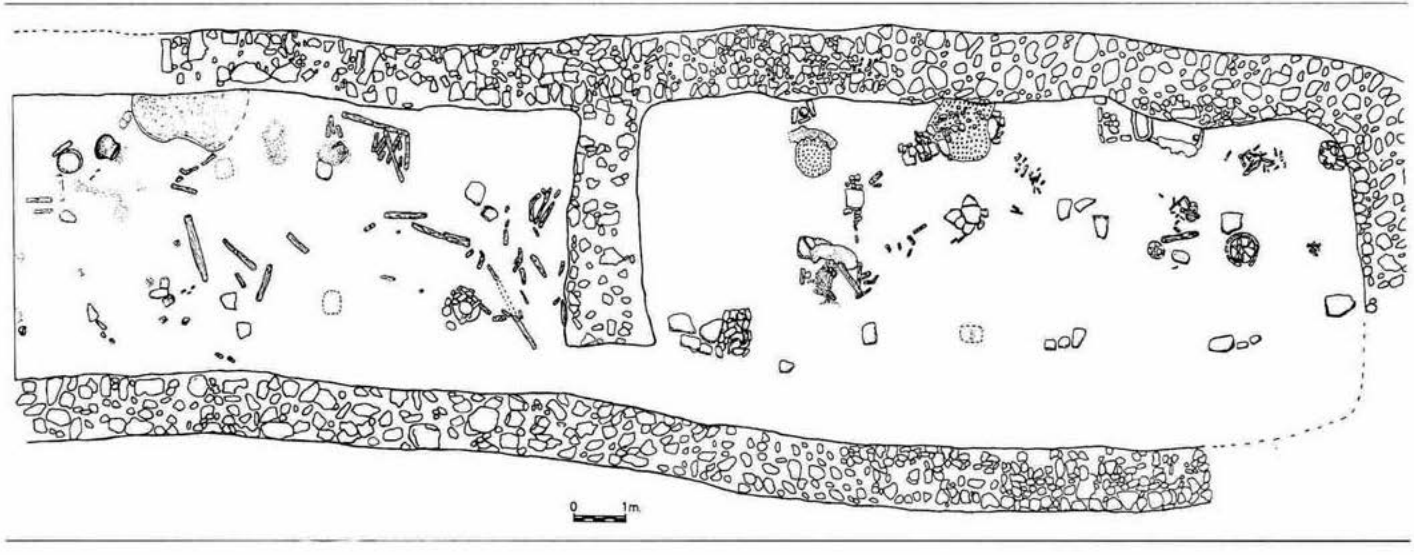


FIGURA 51
Lloma de Betxí, Paterna. Planta general de las habitaciones I y II

En el interior de las habitaciones, sobre el suelo de ocupación, aparecen diversas estructuras relacionadas con las actividades económicas desarrolladas en el poblado, tales como bancos adosados, soportes vasares, hornos domésticos, muretes de tierra formando a modo de resalte sobre el suelo utilizados como contenedores para cereal, etc.

El ajuar exhumado permite, asimismo, observar distintas áreas de actividad como una zona de almacenaje señalada por la presencia de gran cantidad de vasos cerámicos conteniendo abundante cereal carbonizado; un espacio más despejado en el que destaca la presencia de molinos barquiformes y molederas asociados a recipientes cerámicos y cereal; otra zona junto a la puerta de comunicación en la que se encontraron una veintena de piezas rectangulares de barro con cuatro perforaciones circulares que indicarían cierta actividad textil...

En líneas generales, el ajuar doméstico forma un conjunto de gran interés con un gran número de recipientes cerámicos: ollas, orzas, vasos carenados, cuencos, cazuelas, vasos geminados, coladores y queseras; piezas líticas como dientes de hoz de sílex; objetos metálicos como puntas de flecha, punzones y un puñal triangular de remaches; botones de hueso o marfil con perforación en «V»; brazaletes de arquero de piedra y objetos de adorno como cuentas de collar, conchas perforadas, colgantes de piedra y madera...

El conjunto de materiales permite adscribir el yacimiento a la Edad del Bronce en un momento pleno de esta cultura que podría situarse en torno al 1600-1400 a. de C. El análisis radiocarbónico realizado sobre muestras procedentes de ambas habitaciones aporta fechas más antiguas, 1770 y 1981 a. de C. para el nivel inferior y 1705 y 1881 a. de C. para el nivel superior.

Las últimas campañas de excavación realizadas en las laderas oriental, occidental y meridional del cerro abren nuevas perspectivas en el estudio de la Edad del Bronce, en lo que a técnicas constructivas se refiere. Los resultados obtenidos muestran la existencia de una serie de plataformas o terrazas conseguidas mediante el abancalamiento de las laderas con la construcción de taludes de piedra; la presencia de un muro en talud de aspecto robusto a modo de contrafuerte de la gran construcción superior y la de una estructura de tierra de forma circular y de difícil interpretación por el momento que podría ser una cisterna.

Este tipo de construcciones han alterado de forma sensible la imagen que teníamos de los pequeños poblados del Bronce Valenciano, situados en la parte alta de cerros y rodeados de sólidas murallas de protección, por la de poblados que ocupan una mayor extensión adaptándose al terreno, creando espacios abiertos como terrazas que amplian su superficie y habitando posiblemente las zonas bajas de los cerros que actualmente están muy transformadas.

II. PARADA 2. LA TERRAZA HOLOCENA Y LA CIUDAD DE VALENCIA. ARQUEOLOGIA, PALEOHIDROLOGIA Y ANTRACOLOGIA

II.1. L'Almoina: memoria histórica de Valencia

*Albert Ribera**

Gracias al método arqueológico, el subsuelo de la ciudad se convierte en un verdadero archivo que aporta datos inéditos sobre distintos aspectos de la vida pasada de la ciudad: economía, sociedad, arquitectura, ecología, vida cotidiana, urbanismo...

Dentro de Valencia, el solar de l'Almoina es un lugar excepcional por la cantidad y calidad de sus hallazgos. Las excavaciones realizadas por el Ayuntamiento han sacado a la luz cantidad de vestigios, muchos de ellos de carácter monumental, de todas las épocas, desde el momento de fundación de la ciudad (138 a.C.) a la Baja Edad Media.

En l'Almoina es donde mejor se ha podido documentar el episodio de la fundación (138 a.C.) y de los primeros años de Valencia. Desde un principio, la ciudad se dotó de edificios monumentales del más puro estilo romano, caso de las termas de la zona central del solar, que son las más antiguas conocidas de la Península Ibérica y cuyo estado de conservación es extraordinario. En

* Servicio de Investigación Arqueología Municipal. Valencia.

el área Norte se ha descubierto parte de un gran edificio de sillares de, como mínimo, 25 m de ancho que se extiende fuera del solar. Tal vez se trate de un gran almacén (*horrea*).

En la época romana imperial, el *forum* o plaza en la que se concentraban las funciones públicas, se encuentra localizado en la actual Plaza de la Virgen. En l'Almoina se documenta el pórtico y una serie de edificios públicos que conformarían el ala oriental de esta plaza. De norte a Sur y siguiendo el mismo eje, se dispone un alargado edificio de dos naves y otro rectangular, abierto a la plaza. En la parte Sur quedan los vestigios de unas termas. En sus alrededores ha sido frecuente encontrar capiteles, fustes y basas de columnas.

Los restos de época visigoda (siglos VI-VII) presentan un carácter exclusivamente religioso. En el ángulo suroeste se conserva un ábside en forma de herradura, junto con algunas cimentaciones aisladas, probablemente de pilares, que formarían parte del cuerpo y prácticamente por todo el resto del solar, se extendió una gran necrópolis tanto de tumbas individuales, como de tumbas colectivas realizados con grandes losas reaprovechadas, con cubiertas de mortero en las que son frecuentes los símbolos cristianos.

En el período islámico (siglos VIII-XIII), en la parte occidental destacan tres viviendas de carácter suntuoso en las que las habitaciones se organizan alrededor de un patio central donde se combinan canalillos y albercas con zonas de vegetación. Un pozo circular proporcionaba el suministro de agua a la casa y cuando deja de utilizarse para este fin se aprovecha como vertedero. Las paredes de las habitaciones conservan restos de un zócalo de pintura mural roja y se han recuperado fragmentos de yeserías procedentes de arcos.

Junto a estas se localiza la *rauda* o necrópolis nobiliaria, con un gran número de enterramientos que van desde el siglo XI hasta la conquista cristiana (1238). Los esqueletos están orientados de norte a sur con la cabeza vuelta hacia el este, sin acompañamiento de elementos de ajuar.

L'Almoina era una institución cristiana para la manutención de los pobres. La de Valencia data de 1288. Posteriormente el edificio se utilizó como prisión de los delincuentes acogidos a la inmunidad eclesiástica y más tarde como almacén de efectos religiosos. El edificio se ubicaba en la parte central del solar, con dos entradas, una recayente a la plaza de l'Almoina y la otra a la calle de l'Almudí. La excavación ha puesto al descubierto los muros de tapial de mortero y la cimentación de dos arcos, uno de los cuales se conservaba hasta hace pocos años.

En otro edificio había un pavimento gótico de azulejos decorados en azul, así como una fuente de alicatados en forma de estrella de ocho puntas.

II.2. La vegetación de Valencia en época romana

*Elena Grau**

II.2.1. Datos paleoecológicos

La vegetación que existiría en los terrenos próximos a la ciudad se ha podido constatar, fundamentalmente, a partir del antracoanálisis de los sedimentos de las excavaciones realizadas en Valencia (GRAU, 1987, 1988 y 1990).

La arqueología urbana conlleva la existencia de diferentes lugares de excavación para un mismo yacimiento. Así para el caso de Valencia contamos con numerosas excavaciones, realizadas por el S.I.A.M., de las cuales sólo hemos retenido, para el presente trabajo, los materiales antracológicos de alguna de ellas en particular, las situadas en la calle del Mar, Plaza de l'Almoina, los Baños del Almirante, calle Herba y en la calle Sabaters. De ellas sólo trataremos las muestras antracológicas comprendidas en una cronología que va desde la fundación de la ciudad en el 138 a.C. hasta la época visigoda (siglo VII p.C.).

Las muestras antracológicas han sido recogidas siguiendo una metodología rigurosa y se han clasificado según su pertenencia a los distintos grupos establecidos según su distribución funcional y espacial (GRAU, 1990).

* Departament de Arqueologia. Universitat de València.

Desde el punto de vista paleoecológico, es conveniente conocer algunos datos del estado actual de las condiciones bioclimáticas para poder comprobar la evolución que estas han seguido desde la época romana. Así, siguiendo el criterio de RIVAS MARTÍNEZ (1982), la ciudad de Valencia (15 m s.n.m.) se encuentra bioclimáticamene dentro del piso termomediterráneo seco de la coscoja y el lentisco (*Querco cocciferae - Pistacieto lentisci sigmetum*). Desde la perspectiva corológica, está situada en la Región Mediterránea dentro del sector Setabense. Pertenece a la zona termoclimática litoral caracterizada por temperaturas anuales superiores a los 15°C y por la ausencia de heladas tardías. En cuanto al ombroclima se incluye dentro del seco por tener una precipitación media anual comprendida entre 350 y 600 mm.

Por lo que se refiere al período romano, el análisis anatómico de las muestras antracológicas ha permitido la siguiente lista florística: *Ceratonia siliqua, Cytisus* sp., *Erica multiflora, Ficus carica, Fraxinus oxycarpa, Juniperus* sp., *Laurus nobilis, Leguminosae, Ligustrum vulgare, Monocotiledónea* sp., *Olea europaea, Phillyrea media, Pinus halepensis, Pistacia lentiscus, Populus alba, Pyrus communis, Quercus ilex-coccifera, Rhamnus* sp., *Rosaceae, Rosmarinus officinalis, Tamarix* sp., *Vitis* sp.

Hay que señalar que entre las monocotiledóneas podemos reconocer, en algunas ocasiones, *Arundo donax* o *Phragmites* sp. y entre las *Rosaceae* alguna prunoidea como es el caso de *Prunus domestica*.

En cuanto al taxón que hemos denominado *Quercus ilex-coccifera* está compuesto como es evidente por *Quercus ilex* y por *Quercus coccifera*, pero dado que solamente hemos podido hacer la diferencia en pocas ocasiones y sólo para el período republicano, hemos preferido presentarlos agrupados para poder comparar los resultados de los diferentes sitios y períodos.

En *Olea europaea* se incluyen, a su vez, tanto las muestras que corresponden a la variedad cultivada como a la variedad *sylvestris* por lo difícil que resulta diferenciar anatómicamente una variedad de la otra, aunque nos atreveríamos a considerarla, en gran parte, como cultivada dado que, en general, los anillos de crecimiento son de una talla mayor que 1.000 μm y que los romanos conocían bien el cultivo de esta especie.

En el caso de *Vitis* podría considerarse también cultivada, no tanto por motivos anatómicos, sino por el hecho de ser podada y la relación de este taxón con la economía romana.

Haciendo una síntesis de los resultados antracológicos, del grupo de carbones dispersos, correspondientes a *Valentia*, en total 8.749 fragmentos, representados en el diagrama de la figura 52 podemos observar que las frecuencias relativas de *Quercus ilex-coccifera* disminuyen desde el período republicano hasta la época visigoda. Este taxón aparece acompañado por *Pinus halepensis. Pistacia lentiscus. Erica multiflora*, etc. Todos ellos propios de formaciones de garriga, representados, sobretodo, en los períodos alto y bajo-imperiales.

Las especies cultivadas como *Olea europaea, Ceratonia siliqua, Vitis vinifera, Ficus carica*, alcanzan su máxima frecuencia relativa en el período alto-imperial sin duda en relación con el apogeo económico del Imperio.

Los taxones de ribera como *Fraxinus oxycarpa, Populus alba, Tamarix* sp. y las monocotiledóneas tipo *Arundo donax* o *Phragmites* sp., están presentes a lo largo de toda la secuencia, dada la proximidad del Túria, pero no sobrepasan un 5% del total. *Laurus nobilis* podría encontrarse, bien en los márgenes del Túria, o bien en las zonas de cultivo.

Las montañas del País Valenciano presentaban, en el momento de la fundación de *Valentia*, una vegetación ya con un alto grado de degradación debido a la explotación del bosque por las distintos pueblos que en ellas habían habitado anteriormente. Además dichas montañas tienen más dificultades que otras a la hora de regenerar sus bosques dado el escaso régimen de lluvias de la región y la erosión de sus suelos que, a su vez, las hace muy vulnerables a los incendios forestales.

La disposición de llanuras y marjales, prácticamente a lo largo de todo el litoral del País Valenciano, circunscribe la ubicación de las masas forestales a las montañas del interior del territorio que, durante el período romano, estarían formadas como hemos visto, por carrascales termófilos (*Rubio longifoliae-Querceto rotundifoliae sigmetum*) que se manifestaban sobre suelos pardo-calizos y *terra rossa* bien desarrollados. Estos bosques se componen, además de la carrasca (*Quercus ilex*), de un estrato arbustivo que puede estar integrado por: *Juniperus oxycedrus, Osyris quadripartita, Rhamnus oleoides, Phillyrea angustifolia, Rubia peregrina, Quercus coccifera, Pistacia lentiscus, Olea europaea* var. *sylvestris, Chamaerops humilis*, etc.

Los llanos, situados entre las montañas interiores y la costa, presentarían una vegetación compuesta por etapas de degradación de los carrascales como son los coscojares con lentisco (*Querco-Lentiscetum*) o los tomillares y romerales (*Rosmarino-Ericion*). La coscoja, que forma parte de la orla arbustiva de los carrascales, ocupa junto con *Pinus halepensis* el lugar de estos en las etapas de degradación. Otras plantas que la acompañan dentro del *Querco-Lentiscetum* son: *Pistacia lentiscus, Olea europaea* var. *sylvestris, Rhamnus alaternus, Rhamnus oleoides, Daphne gnidium, Asparragus acutifolius, Smilax aspera, Rubia peregrina, Lonicera implexa, Chamaerops humilis, Ulex parviflorus, Juniperus phoenicea*, etc. Estos llanos serían el lugar idóneo para las tierras de cultivo.

Dicha degradación de la vegetación podría ponerse en relación con las fases de erosión observadas gracias a los análisis micromorfológicos realizados en Valencia. (CARMONA *et al.*, 1990).

Las zonas de marjal, mucho más extensas que en la actualidad, contarían con una vegetación como la de la clase *Phragmitetea* formada por comunidades tanto de agua dulce (*Phragmitetalia*) como de agua salobre (*Scirpetalia compacti*). Además son características de las zonas marjalosas o palustres las formaciones de espadañas y juncos (*Typho-Scirpetum tabernaemontani*) y las de carrizos como la asociación *Typho angustifoliae-Phragmitetum maximi*. De este tipo de vegetación nos han quedado evidencias gracias a los restos carbonizados de *Phragmites* sp. o *Arundo donax* hallados en los sedimentos romanos de Valencia.

En cambio no nos han quedado testimonio de la vegetación que crecería sobre la zona de las playas tanto de arena como de grava, pero sí de taxones que podrían desarrollarse detrás del cordón dunar. Así, en el caso de existir depresiones en el terreno, las conocidas «mallades», aparece una vegetación compuesta por carrizales, saladares y praderas juncales dada la capa freática salada que aflora en el sustrato. Por el contrario, si la topografía del terreno es llana, la vegetación se caracteriza por formaciones con pino carrasco y un estrato arbustivo con lentiscos, coscojas, aladiernos, lianas, etc. Formaciones de monte bajo, muy cerradas e impenetrables cuando están en su estado óptimo y que representan la vegetación potencial o clímax de las dunas estabilizadas (COSTA, 1986).

Referente a la vegetación que crecería en los márgenes de los ríos y ramblas, hay que señalar la presencia, en todos los casos estudiados para el período romano, de especies características de estos ecosistemas, como son los fresnos, los chopos, los sauces, los tarayares y las cañas. Otras especies como los olmos y las adelfas tan característicos de estos medios no han aparecido entre los carbones.

En cuanto a saber si alguna de las especies ha sido introducida en la región por los romanos, hay que señalar la presencia, por primera vez entre los resultados antracológicos, de *Ceratonia siliqua* (algarrobo). De esta especie, que habitualmente se integra como componente de formaciones como el *Querco-Lentiscetum*, hay que señalar que es originaria de Oriente y se extendió por la cuenca mediterránea por medio de los romanos; por tanto no es una especie espontánea en la Península Ibérica. Su intenso cultivo, a partir de entonces, quizá haya sido una de las causas de la merma de los carrascales en el piso termomediterráneo valenciano (COSTA *et al.*, 1982) que, como hemos visto, ya se encontraban bastante degradados durante el período romano.

Dicha degradación de la vegetación viene indicada, también, en el análisis polínico efectuado para los estratos prefundacionales y de época tardoromana o visigoda de Valencia; al igual que en los resultados palinológicos de los niveles visigodos del cercano yacimiento del Pla de Nadal que señalan un paisaje muy antropizado con extensas áreas de cultivos (DUPRÉ in CARMONA *et al.*, 1990).

II.2.2. Datos paleoetnológicos

Durante todo el período romano la agricultura estaba muy bien desarrollada en la Península Ibérica, basándose, sobre todo, en la trilogía mediterránea: vid, olivo y cereales. Pero no toda la vegetación se destruía para conseguir terrenos aptos para el cultivo. Habría ciertas zonas reservadas a bosques para surtir de un material básico para la construcción, la industria en un sentido amplio y como combustible, la madera y, también, zonas reservadas a pastos para alimentar al

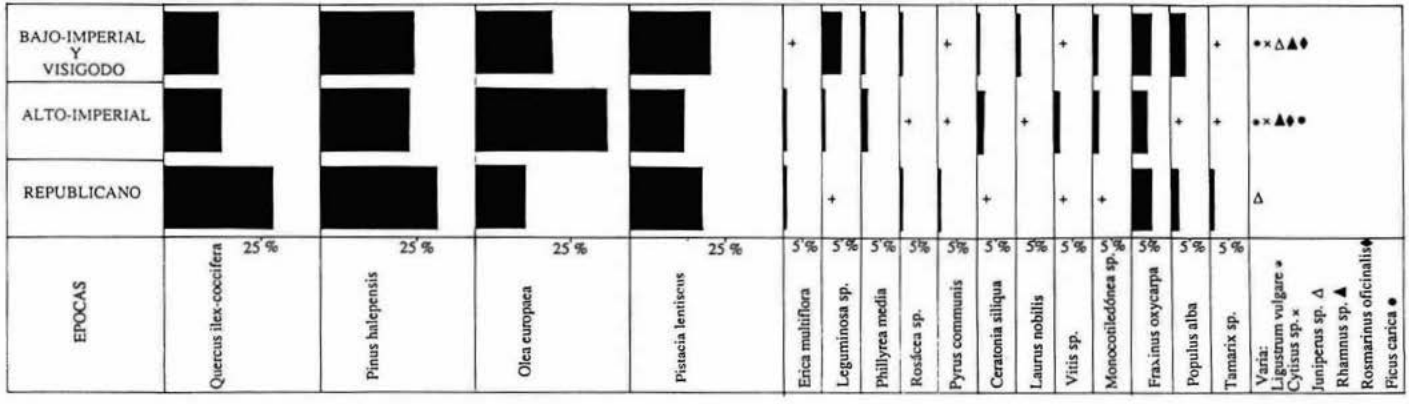


FIGURA 52
Diagrama antracológico de Valentia

ganado que, además de representar una fuerza motriz básica e insustituible durante toda la antigüedad, era productor del único abono hasta entonces utilizado.

De la madera explotada como combustible, se aprovecha toda clase de especies y ramas de todos los calibres. Los árboles con troncos más gruesos como son los de *Quercus, Abies, Cupressus, Ulmus, Populus*, son recomendados para la construcción de viviendas (VITRUVIO, *De Arch.* II, IX). De hecho se empleaban, también, otros taxones como *Juniperus* (PLINIO, *Nat. Hist.* XVI, 216) en el caso del templo de Diana de Sagunto y los pinos carrascos y fresnos en las construcciones de *Valentia*.

La madera sirve, asimismo, para otro tipo de construcciones como es el caso de las naves (SIDONIO APOL., Larm., 5, 4, 9, citado por SCHULTEN, 1963). Dada la importancia de este medio de transporte tanto en el comercio como en las guerras en el período romano, se utilizaron grandes cantidades de madera para su fabricación.

Además, se utilizaba para realizar todo tipo de instrumentos, como lo indican algunos restos, hallados en l'Almoina, de elementos de madera que formaban parte de algunos instrumentos relacionados tanto con la agricultura (hoz) como con la guerra (armas). Todos ellos se encuentran en el nivel de destrucción ocasionado por las guerras sertorianas. Para ensartar las puntas de hierro se utilizaron unas varas de fresno, madera flexible y muy ligera apropiada para tal uso. El olivo fue empleado para enmangar una de las hoces halladas en este yacimiento. Esta madera es muy resistente y dura y, como ya en períodos anteriores, se usaba para elaborar utensilios agrícolas. El pino carrasco fue empleado para realizar el soporte de la punta metálica del *soliferrum* y el escudo.

La madera, material de construcción básico, se empleó tanto para la techumbre como para otros elementos constructivos como dinteles, suelos, puertas, ventanas, etc. Se utilizaron diversos tipos de madera: pino, carrasco, carrasca, coscoja, lentisco, fresno, chopos, olivo, etc.

Además la madera es empleada, también, en grandes cantidades como combustible, tanto en hogares como en hornos especializados.

En los hogares, analizados de *Valentia*, se utilizó leña de carrasca, pino carrasco, olivo, lentisco, viña, chopo y fresno, además de moncotiledóneas del tipo de cañas y carrizos. Esta leña proviene, sin duda, de los bosques cercanos a la ciudad que en estas fechas, aunque hayan sufrido la explotación de poblaciones cercanas como Sagunt o Edeta, no están tan degradados como en las etapas posteriores de la romanización. Podemos comprobar, también, que no se sigue ningún criterio preciso a la hora de elegir la leña destinada a los hogares y que esta puede proceder de todos los medios ecológicos cercanos al hábitat.

La madera también se ha empleado como combustible en hornos. En el caso del horno de vidrio encontrado en la excavación de la calle Sabaters de Valencia, la leña utilizada como combustible pertenecía a las siguientes especies: fresno, olivo, pino carrasco y lentisco. Entre estos carbones abundan los de pequeño calibre, hecho que podemos suponer que está en función del deseo de obtener una llama viva. No conocemos ningún antracoanálisis realizado para algún otro horno destinado a la fabricación de vidrio para poder comparar si la leña empleada como combustible está en relación con la especialización funcional de la estructura, pero por el análisis de otros tipos de hornos observamos que no existe una regla regeneral a la hora del empleo de una especie como combustible.

De la limpieza de los bosques efectuada tradicionalmente, se obtiene también toda clase de pequeño ramaje para consumo doméstico de los hogares y hornos (de pan, yeso, cal, vidrio, etc.) (GREGORI, 1985). Y, también, para el forraje del ganado como es el caso de algunas leguminosas recomendadas por varios autores latinos, tales como los *Cytisus* (COLUMELA, *Res Rust.* 4, 2; PLINIO, *Nat. Hist.* XVI, 186), aunque este término sirve para designar diferentes plantas según los distintos autores.

Hay que señalar la importancia de la explotación de la ripisilva. Varios son los taxones asociados a las condiciones de borde de agua identificados en el antracoanálisis de *Valentia*: chopos, sauces, fresnos, cañas, tarays. Las plantaciones de sauces, según Catón, figuran como las terceras por su rentabilidad siguiendo a las de viñas y huertos de regadío y por delante de las de olivos (CATÓN, 1, 7). Las plantaciones de sauces vienen condicionadas por la existencia de un mercado próximo que las necesite. Siendo uno de sus principales destinos los viñedos, puesto que para 25 yugadas de viña se necesita una de mimbres (CATÓN, 6, 4; VARRÓN, 16, 3; I, 8, 3; COLUMELA, *Res Rust.* 4, 30, 1). Algunos instrumentos se realizaban empleando estas maderas; tal es el caso

del uso del fresno en el enmangue de algunas de las armas halladas en los niveles de destrucción de *Valentia* en el 75 a.C., relacionados con las guerras sertorianas. Según SILIO ITÁLICO (I, 337) anteriormente las ballestas de los cartaginenses lanzaron flechas de *ornus* chapeadas de hierro contra la ciudad sitiada de Sagunt.

Otras especies de la ripisilva eran empleadas en la construcción de las techumbres de las viviendas como es el caso de la utilización de *Arundo donax* en techos y paredes recomendada por VITRUVIO (*De Arch.* VII, III, 2) y atestiguada por el antracoanálisis de *Valentia* y en otros contextos arqueológicos (BARBET, 1985). Arboles que se pueden encontrar entre las especies de ribera, idóneos para edificar según Vitruvio, son *Ulmus* y *Populus*.

II.3. Reconstrucción paleohidrológica del Holoceno final en Valencia

*Pilar Carmona**

Valencia es una fundación romana del año 138 a.C.; el estudio de su registro arqueológico, hoy enterrado bajo una compleja capa de sedimentos mitad antrópicos, mitad naturales, ha arrojado gran cantidad de información en torno a la dinámica fluvial del Holoceno final en la llanura costera.

Un primer trabajo conjunto de geoarqueología (CARMONA, RIBERA, LERMA, 1985) puso de manifiesto la importancia de este tipo de enfoques en la investigación geomorfológica. El seguimiento de las excavaciones realizadas en los últimos años, permitió elaborar una interpretación paleohidrológica de la llanura de inundación del Túria durante los últimos milenios del Holoceno (CARMONA, 1990). La ciudad de Valencia se asienta en la terraza del Holoceno inferior (el subsuelo del núcleo fundacional ha sido datado por C 14 en el 11.000 BP) encajada en el abanico aluvial costero del Pleistoceno superior. Esta terraza holocena, a diferencia de la ubicada aguas arriba en la población de Mislata, asignable a la misma época, ha sido un elemento morfológico que en los últimos milenios se ha ido incorporando paulatinamente al espacio inundable del río Túria. En la actualidad, desde el punto de vista geomorfológico y dinámico este espacio forma parte del llano de inundación costero del río.

Los estudios realizados hasta la fecha, permiten elaborar una columna tipo, representativa de los diferentes niveles sedimentológicos del Holoceno (Fig. 53).

1º) El solar fundacional: la terraza limoarcillosa del Holoceno inferior.

2º) Arenas y gravas de niveles romano republicanos (siglos I-II a.C.) e imperiales (siglos I, II y III p.C.).

3º) Arcillas grises de época tardoromana (siglos VI y VII).

4º) Arenas, gravas y cantos de época medieval (siglos X, XI y posteriores).

La interpretación de esta secuencia nos permite reconstruir las siguientes fases evolutivas del Holoceno final:

1ª) El subsuelo de la ciudad de Valencia es la terraza del río Túria del Holoceno antiguo, el bajo nivel del mar y la línea de costa retirada se relacionan con un canal fluvial que en esos momentos tiene un perfil más escarpado y circula a mayor profundidad, individualizando una plataforma aterrazada sobreelevada a la que no llega la carga gruesa de las posibles crecidas. La estabilidad morfogenética en este punto permite la leve evolución del perfil edáfico. La dilatada cronología de la secuencia constata la lentitud del proceso acumulativo.

2ª) El máximo transgresivo, de época romana se sitúa en torno a la cota de 2-3 m s.n.m. y desde el punto de vista espacial se introduce varios kilómetros hacia el interior del continente, sobrepasando la línea de costa actual.

3ª Las arenas y gravas republicanas o imperiales plantean un problema interpretativo, sin duda el máximo transgresivo ha propiciado la colmatación del lecho y modificado sensiblemente el perfil distal del río. Pero sobre todo hay que matizar la interpretación en el ámbito paleoambiental mediterráneo. Numerosos autores plantean el problema de la deforestación, los cambios climá-

* Departament de Geografia. Universitat de València.

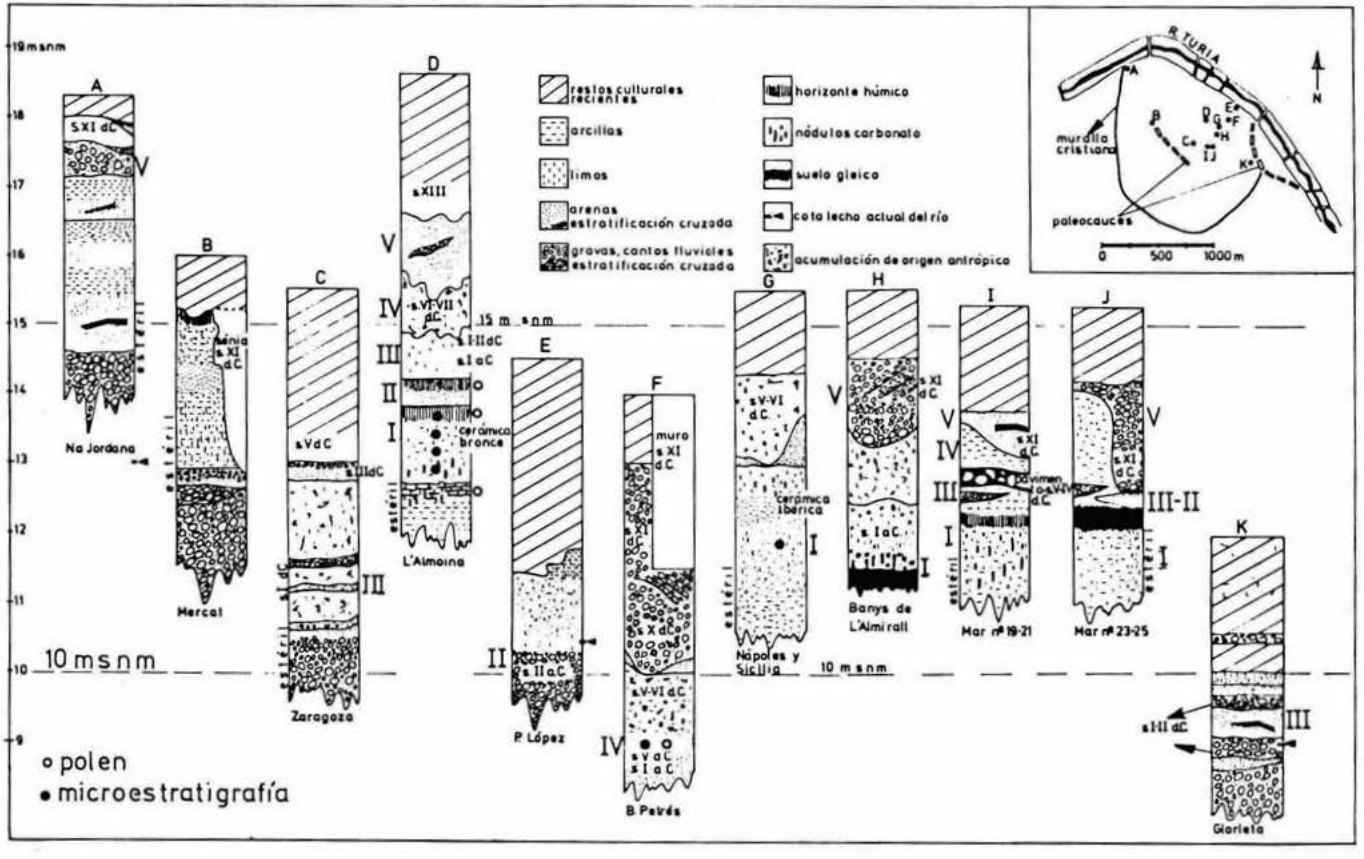


FIGURA 53
Columnas estratigráficas registro geoarqueológico de Valencia

ticos, hidrológicos en las cuencas mediterráneas en los últimos milenios holocenos, desde el trabajo pionero de VITA FINZI (1969) hasta los más recientes de ROSSELLÓ, 1972; NEBOIT, 1977; DAVIDSON, 1980; BOUSQUET *et al.*, 1983; BUTZER et al. 1983; MATEU, 1983: *Hommage à Birot* 1984; PASKOFF, 1985 entre otros. Desde esta perspectiva, las arenas de esta época podrían ser las primeras manifestaciones en el área de esta erosión.

4ª) Un cambio de índole hidrológica y quizá ambiental, explica la ausencia de episodios de inundación en época tardoromana, las arcillas de ciénaga que aparecen en muchos puntos de la ciudad y su perduración en el tiempo (hasta el siglo X-XI) parecen indicar momentos de estabilidad.

5ª) No hay duda de que los desbordamientos iniciados en época islámica pueden ponerse en relación con una fuerte erosión en la cuenca. El canal del Túria tiene una neta morfología *braided* (adaptada a la importante carga sedimentaria), el escaso o nulo encajamiento del lecho, facilita el desbordamiento, la rotura de las orillas e incluso el cambio de trayectoria del río en los episodios de crecida (reflejado en las crónicas). Los caudales debieron ser elevados y el proceso de aterramiento de marjales y otros espacios deprimidos bastante importante. La antropización del espacio con la construcción de pretiles y el sangrado de agua para el regadío introducen el último factor evidente en la pérdida de las funciones hidrológicas del canal.

III. PARADAS 3, 4, 5 Y 6. CAMBIOS RECIENTES EN LA LINEA DE COSTA. LA ALBUFERA DE VALENCIA Y LA DEVESA DEL SALER

III.1. La costa de época romana

*Pilar Carmona**

El proceso de acumulación detrítica fluvial observado en la ciudad de Valencia, reflejo de la erosión en la cuenca del Túria con dos momentos álgidos, época romana y época musulmana, tiene importantes repercusiones geomorfológicas en el trazado de la línea de costa. Efectivamente se ha podido constatar la existencia de niveles de playa de época romana a cotas absolutas idénticas a las de la playa de la Malva-rosa (norte de Valencia: 2-3 m s.n.m.), pero dos kilómetros más al interior de la línea de costa actual. A estas playas se superponen varios metros de sedimentación fluvial, producto de los desbordamientos del Túria en época histórica y responsables de la formación de un pequeño cono aluvial costero. Esto nos indica que esta acumulación se superpone a un nivel marino que apenas ha oscilado desde época romana, únicamente se ha trasladado horizontalmente dos kilómetros hacia el mar empujado por la dinámica progradante de un sistema fluvial con abundante carga sedimentaria (figs. 54 y 55).

El conjunto observado en la excavación de un parking en la ciudad a 2 km de la línea de costa está dividido en cuatro unidades sedimentarias de diferente significado; cada una de ellas a su vez está integrada por distintos subambientes.

Unidad A

Corresponde a la capa subyacente a las secciones consideradas. Está constituida por un nivel de cantos y grava de aspecto fluvial, matriz areno-limo-arcillosa de tono marrón; la estructura es masiva y los cantos están imbricados.

Unidad B

Este segundo conjunto sedimentario se ubica en el sector inferior de todas las secciones presentadas, en torno a las cotas de 2, 3 y hasta 4 m s.n.m. El nivel es de gran complejidad en lo

* Departament de Geografia. Universitat de València.

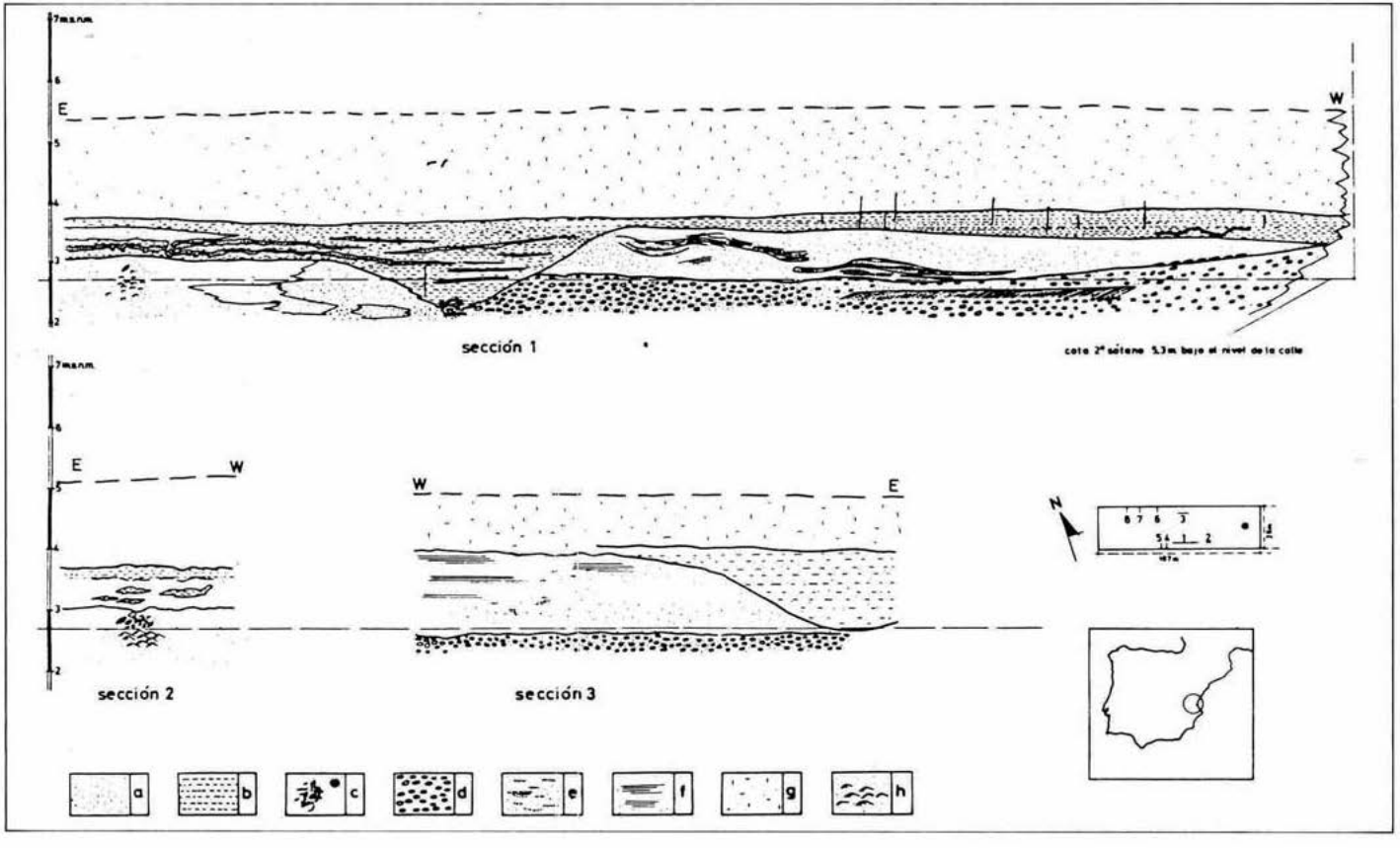


FIGURA 54. Esquemas de secciones estudiadas. a: arena. b: arcilla. c: restos vegetales, piñas, ramas, troncos. d: gravas y cantos rodados. e: bandas de sedimento carbonoso con arcilla gris. f: láminas de arena. g: arena, limo y arcilla masiva. h: *ripples*

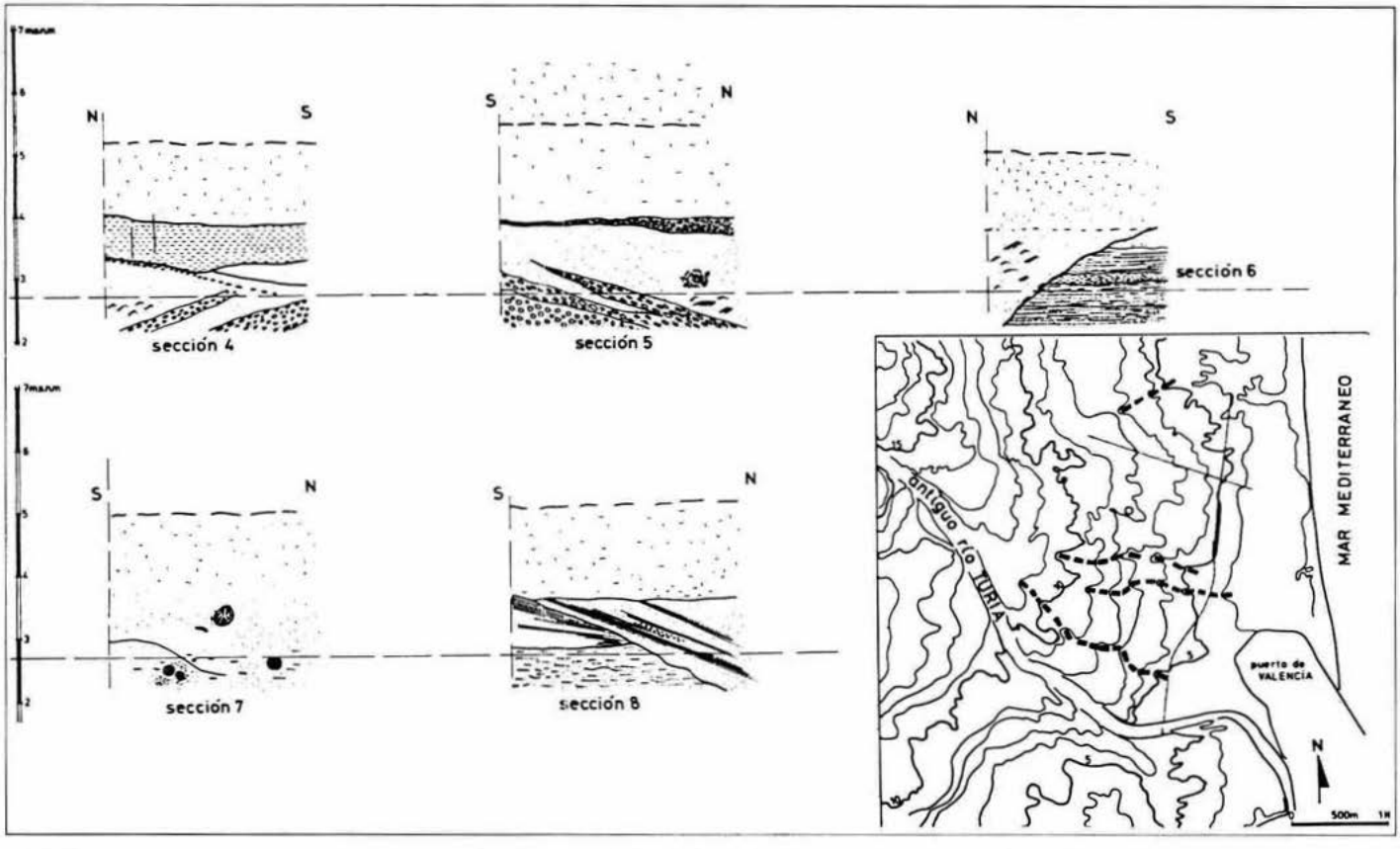


FIGURA 55. Esquemas de secciones estudiadas. En ángulo inferior derecho, mapa topográfico; equidistancia curvas de nivel de un metro. Las alineaciones de rectángulos en negro señalan posibles paleocanales

que respecta a ambientes sedimentarios; desde el punto de vista textural dominan las fracciones arenosas de tono beige amarillento y las de gravas y cantos de tono amarillo, beige y o con pátinas de color negro; se intercalan subambientes parcialmente arcillosos con láminas de material orgánico carbonoso. En una primera aproximación y teniendo en cuenta texturas y estructuras sedimentarias, distinguimos siete tipos diferentes de sedimentos:

1. Arenas de tamaño medio a grueso, tono beige, amarillo o gris, masivas.
2. Arenas de tamaño fino a medio, de tono beige, estratificadas en láminas ligeramente inclinadas.
3. Arena media con estratificación cruzada planar (ángulo inferior a 30 °).
4. Arena media a gruesa con estratificación cruzada (*ripples*).
5. Intercalaciones de arena masiva con pasadas de sedimento carbonoso y arcilloso, de tono oscuro, formando largas bandas horizontales o con ligeras ondulaciones. Se observa en prácticamente todos los estratos arenosos masivos.
6. Arena gruesa de tono amarillo y negro con estratificación cruzada planar intercalada entre gravas y cantos.
7. Niveles de cantos (algunos aplanados) gravas y arena de tono amarillento, gris o negro, masivos.

Además de estos siete conjuntos texturales con estructuras sedimentarias definidas, existen bolsadas de material vegetal ligeramente carbonizado (raíces, ramas, piñas) en secciones 1, 2 y 5 (simbología c en plano) perfectamente conservadas y además varios troncos de considerable tamaño 30 a 15 cm de diámetro y hasta un metro de largo, apenas carbonizados, en el corte 7.

Unidad C

En este conjunto sedimentario, se reconoce la sección transversal de un pequeño canal en los cortes 1 y 3 con cota inferior en torno a 2'25-2'75 m. y superiores en torno a los 3'5 m. En el corte 1 el canal es netamente erosivo en su orilla occidental. El relleno —con estratos prácticamente horizontales— está formado por arenas grises y arcillas de tono gris oscuro a negro, con bandas intercaladas de sedimentos carbonosos; en la parte superior el sedimento se enriquece progresivamente en limos y arenas de tono marrón oscuro transicionales a la unidad D. El techo del canal cambia lateralmente a dos tipos de sedimento diferente, hacia el sector oriental entre 3 y 3'75 m s.n.m. pasa gradualmente a bandas de arena de tono blanquecino y gris (enriquecida esta última en arcilla turbosa), con estructuras de deformación postsedimentarias; en el sector occidental el sedimento es netamente arcilloso de color marrón muy oscuro con abundantes tallos herbáceos carbonizados y caracoles; este último es el subambiente basal de la unidad superior.

Unidad D

Está constituida por un estrato de 1'5 a 2 metros de potencia de textura fina (limo, arcilla y arena), masiva y de tono beige a marrón claro: se superpone en contacto erosivo (corte nº 8) o nítido (resto de cortes) a las unidades B y C según los casos. En la base de esta unidad en sección 4 y 1 encontramos el estrato arcilloso de tono marrón oscuro comentado con anterioridad.

A la potencia descrita hay que añadir dos metros de sedimento similar hasta llegar a la cota de 7 m s.n.m. (el metro superior hasta el nivel de la calle), esta capa no aparece en corte porque fue excavada previamente sin dejar testigo alguno.

La unidad D de aspecto masivo, muestra algunas peculiaridades, como por ejemplo la diferenciación a cierta altura de nódulos de carbonato y la aparición de restos cerámicos (posiblemente ibéricos) a la cota de 4'5 m s.n.m. en el corte 1.

III.2. L'Albufera de València

*Eulàlia Sanjaume**

Las distintas fases de evolución por las que ha pasado l'Albufera de València —desde el primitivo golfo marino hasta su situación actual— no se conocen con exactitud debido a la falta de sondeos que permitan estudiar los cambios texturales y mineralógicos de sus sedimentos. Con todo, por comparación con otras albuferas valencianas, es evidente, que a lo largo del Cuaternario se deben haber producido distintas fases, con la yuxtaposición de niveles de albufera y niveles de playa o de aguas salobres someras siguiendo el ritmo de las transgresiones y regresiones que se han sucedido a lo largo del Cuaternario.

La restinga holocena de l'Albufera de València, de unos 30 km de longitud, arranca de la desembocadura del Túria y su extremo distal se apoya en los acantilados del Cap de Cullera. Se ha formado gracias a un destacado aporte de sedimentos fluviales (procedentes del Túria), sobre una plataforma marina de escasa pendiente, redistribuidos por la corriente de deriva (de componente N-S), como consecuencia del régimen que las olas tienen en este sector. Los sondeos realizados en la plataforma continental, así como el afloramiento de la calcoarenita de la Penyeta del Moro (el Perellonet) y los fósiles que se han obtenido de l'Albufera, parecen indicar que la restinga holocena probablemente se apoya o se adosa a un basamento más antiguo.

La génesis de la restinga actual ha debido ser bastante compleja. Es muy posible que inicialmente se tratara de una flecha arenosa de punta libre en la que se dibujan dos ganchos sucesivos (Rosselló, 1969, 1972, 1982). El pedúnculo más interno —sobre el que se asienta la población del Palmar— se encuentra hoy en día dentro de la marjal, aunque su forma puede reconocerse perfectamente en la fotografía aérea. El gancho más reciente se ubica entre las golas del Perelló y el Perellonet. Es obvio, por tanto, que el transporte longitudinal es predominante en todo este tramo. Ahora bien, esta génesis no puede mantenerse para el sector meridional de la restinga. Si así fuera, continuarían dibujándose sucesivos ganchos, lo que no sucede. Podría aducirse que las transformaciones experimentadas como consecuencia de los cultivos pueden haber alterado su aspecto, lo que es evidente, pero con todo, la forma pedunculada se conservaría aunque fuera parcialmente.

Por otra parte, la presencia de la avanzada de la Serra de les Raboses de Cullera supone una importante trampa de sedimentos que incrementa de modo muy notable la acumulación en los sectores ubicados a «barlovento» del obstáculo. De este modo, lo más probable es que en dicho sector se haya producido un fuerte incremento de una primitiva barra submarina que ha terminado por emerger. El hecho de que la anchura mínima de la restinga se obtenga en los sectores medios de la misma parece indicar que el crecimiento se ha producido por sus extremos a pesar de que el flujo es unidireccional. Pero hay que tener en cuenta que la cantidad de material transportado por la deriva litoral a partir de la desembocadura del Túria ha debido ser extraordinariamente importante. La misma presencia del amplio campo de dunas existente en la Devesa del Saler demuestra que la disponibilidad de sedimentos, por lo menos en otras épocas, ha sido muy notable.

Parte del material procedente de los aportes del Túria se utilizaría en el desarrollo de la flecha, pero aún así quedaría un excedente de carga sólida que la deriva litoral transportaría hasta que encontrara la trampa de sedimentos del Cap de Cullera. De ahí que el máximo crecimiento se haya producido en ambos extremos en donde la anchura de la restinga es de algo más de un kilómetro, en tanto que en sector central —aproximadamente entre la gola del Perelló y el Mareny de Barraquetes— la anchura no supera los 500 m (Sanjaume, 1985, p. 402).

Desde un criterio dinámico-genético, la restinga de (Albufera de València es una forma estable, simétrica y mixta, puesto que en su desarrollo ha intervenido tanto el desplazamiento transversal como el longitudinal. Es una formación autóctona ya que todo el material procede de los aportes del Túria y, además, puede afirmarse que ha alcanzado un completo grado de desarrollo como manifiesta el importante campo dunar que en ella existía.

Hace algunos años —en base a los argumentos aportados por diversos autores sobre la posible desembocadura del Xúquer al norte del Cap de Cullera— se mantenía la hipótesis de que

* Departament de Geografia. Universitat de València.

dicho río había podido intervenir en la génesis de la restinga de la Albufera de València (ROSSELLÓ, 1972; SANJAUME, 1974). Después del análisis sedimentológico y mineralógico de los materiales que forman esta restinga y los meridionales, se puede afirmar que la restinga holocena es obra exclusiva de los aportes del Túria. Aquí la asociación mineralógica predominante es la de turmalina-piroxenos, en tanto que los aportes del Xúquer presentan una composición sensiblemente distinta con una total primacía de los carbonatos, en concreto dolomita, que no aparecen en absoluto en la restinga que nos ocupa.

III.3. El campo de dunas de la Devesa del Saler

*Eulàlia Sanjaume**

Uno de los aspectos morfológicos más espectaculares de todo este sector era, sin lugar a dudas, el campo de dunas de la Devesa de l'Albufera o del Saler, el cual, junto con el de Guardamar del Segura, constituían las formaciones dunares holocenas más importantes de todo el Mediterráneo español. Las dunas del Saler se han generado gracias a la gran cantidad de suministros aportados por el Túria. No hay que olvidar que la Devesa se inicia unos 6 km al sur del citado río. En este sector se distinguían —antes de su arrasamiento— dos grandes conjuntos dunares de características ligeramente contrastadas, separados por una amplia depresión longitudinal. Se ha podido constatar la existencia de arenas holocenas hasta unos 4 m de profundidad en el conjunto interno.

Las dunas de la Devesa del Saler son de edad holocena. Ahora bien, la distinta orientación de las alineaciones, las diferencias en cuanto a altura, extensión, morfología y composición mineralógica (ya que las dunas del conjunto interno presentan menor proporción de piroxenos) parecen indicar la existencia de dos conjuntos dunares de edad diferente: uno interior más antiguo (atribuible quizá a principios del Holoceno), y otro exterior, generado en el pasado más reciente. Por otra parte, el cambio de orientación entre ambos conjuntos parece sugerir una ligera variación en el régimen de los vientos (SANJAUME, 1985, pp. 435-436).

Si las componentes de vientos más recientes E-W no fueron capaces de alterar la morfología de las alineaciones más antiguas, todo parece indicar que en ese momento las antiguas acumulaciones ya estarían fijadas por la colonización vegetal. Por criterio regional, las primeras etapas de ocupación extensiva de nuestras montañas por parte del hombre significaron una ruptura de los precarios equilibrios biogeográficos que se traducen en la dinámica fluvial (mayores aportes) y, en consecuencia, también en la deriva litoral. Este momento representa, sin duda, el óptimo para la construcción del conjunto dunar externo, que queda separado del anterior por la depresión central.

A finales de la Edad del Bronce, la topografía básica de la Devesa del Saler estaría totalmente configurada y el conjunto entra en una fase de remodelado en función de la mayor o menor protección vegetal. El sector más dinámico desde el punto de vista de las formas sería, sin duda, el más próximo al mar. De todo ello se deduce que el edificio dunar del Saler es una paleoacumulación holocena e incluso prehistórica nacida de condiciones ambientales idóneas. Puesto que se trata de un depósito eólico, el modelado —y sobre todo el micromodelado— sigue activo, mas no ocurre así con la fase de acumulación, al haberse alterado las condiciones originarias (SANJAUME; MATEU, 1982). En términos generales podría decirse que las dunas de la Devesa del Saler —pese a encontrarse en dos fases de evolución distinta— habían alcanzado un óptimo grado de estabilización y con ello su equilibrio dinámico.

* Departament de Geografia. Universitat de València.

III.4. Duna fósil de la Penyeta del Moro

*Eulàlia Sanjaume**

Desde las dunas pleistocenas de la Torre de la Sal (Torreblanca) hasta las de les Arenetes (Dénia) el único afloramiento pleistoceno que puede localizarse de modo permanente en el óvalo valenciano es el de la Penyeta del Moro, puesto que el pequeño afloramiento de Benicàssim sólo queda al descubierto después de grandes temporales marinos y que el afloramiento de calcoarenitas de Almenara ha sido destruido, dado que encima del mismo se ha edificado un restaurante y un camping.

La duna fósil de la Penyeta del Moro (el Perellonet) se encuentra unos 860 m al SSE de la Gola del Perellonet, a 150 m al E de la carretera local Valencia-Cullera. Aunque las dimensiones del afloramiento son muy variables según haya sido el régimen de vientos de ese año, ya que queda más o menos cubierta por arenas sueltas actuales, las dimensiones máximas que se han conseguido medir (Rosselló, 1979), han sido de 9'5×4'5 m, alargada en sentido NNE-SSW. Culmina a +2'7 m. y tiene una forma groseramente rectangular a la que, según parece se le ha arrancado (quizá para utilizarse como cantera) el ángulo más meridional.

Del buzamiento de los *sets* de su estructura interna (26° en dirección SE que correspondería a sotavento), parece deducirse que el viento predominante en la génesis de esta duna sería NW-SE. De cualquier manera no pueden sacarse demasiadas conclusiones de este único afloramiento. En ocasiones, las láminas se ven separadas por una costra centimétrica que puede suponer un episodio de estabilización del proceso sedimentario-erosivo (Rosselló; 1979, p. 144). En los alrededores del afloramiento aparecían otros pequeños apuntamientos de calcoarenita, algunos de los cuales en la actualidad han quedado enterrados bajo un campo de tenis. Aunque esta duna no se ha podido datar, por comparación con otras eolianitas pleistocenas de la costa alicantina, pensamos que puede atribuirse al Tirreniense.

BIBLIOGRAFIA

Asins, S., Carmona, P., Escrivà, V., Grau, E., Martí, X., Pascual, P., Ribera, A. y Vento, E. 1987: *L'Almoina. Viatge a la memòria històrica de la ciutat*. Ed. Ajuntament de València.

Carmona, P. 1990: Fluctuaciones recientes de la línea de costa en el área de Valencia. Nuevos datos. *Reunión Nacional de Geomorfología*, Teruel, pp. 319-328.

Carmona, P. 1990: *La formació de la plana aluvial de València. Geomorfologia, hidrologia i geoarqueologia de l'espai litoral del Túria*. Edicions Alfons el Magnànim, Institució Valenciana d'Estudis i Investigació, 175 pp.

Carmona, P. 1990: Evolución holocena de la llanura costera del río Turia. *Actas de la II Reunión del Cuaternario Ibérico*, Ed. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid 1989.

Carmona, P., Dupré, M. y Solé, A. 1990: Reconstrucción paleoambiental del Holoceno en el registro sedimentario de la ciudad de Valencia. *Actas de la II Reunión del Cuaternario Ibérico*, Ed. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid 1989.

Carmona, P., Ribera, A. y Lerma, V. 1985: Geoarqueología en la ciudad de Valencia. *XVII Congreso Nacional de Arqueología*, Zaragoza 1983, Zaragoza, pp. 859-873.

Costa, M. 1986: *La vegetación en el País Valenciano*. Cultura universitaria popular, 5, Universitat de València.

Goy, J.L. 1978: *Estudio geomorfológico del Cuaternario litoral valenciano*. Tesis Doctoral. Facultad de Geología, Universitat Complutense, Madrid. Inédito.

Goy, J.L. y Zazo, C. 1974: Estudio morfotectónico del Cuaternario en el Ovalo de Valencia. *Actas de la I Reunión Nacional del Grupo de Trabajo del Neógeno y Cuaternario*, C.S.I.C., Madrid, pp. 71-82.

* Departament de Geografia. Universitat de València.

GRAU ALMERO, E. 1987: *Estudio de la vegetación de la Valencia romana y de «hinterland» a través del análisis antracológico*. Memoria de la Beca para investigación y divulgación de los fondos del Archivo, Biblioteca, Hemeroteca y Museos Municipales, Ayuntamiento de Valencia. Inédito.

GRAU ALMERO, E. 1988: Étude de la végétation et des relations Homme-Milieu à Valencia (Espagne) à l'epoque romaine, d'après l'analyse anthracologique. *First European Conference on Wood and Archaeology, PACT*, 22, IV-6, Louvain-la-Neuve, pp. 271-280.

GRAU ALMERO, E. 1990: *El uso de la madera en yacimientos valencianos de la Edad del Bronce a la época visigoda. Datos etnobotánicos y reconstrucción ecológica según la antracología*. Tesis Doctoral, Universitat de València. Inédito.

GREGORI, J.J. 1985: Explotació econòmica tradicional del bosc i la muntanya. Temes d'etnografia valenciana. *Col. Politècnica*, 20, Vol. III, Ed. Institució Alfons el Magnànim & Institució Valenciana d'Estudis i Investigació, pp. 11-67.

MATEU, J.F., MARTÍ, B., ROBLES, F. y ACUÑA, J. 1985: Paleogeografía litoral del golfo de Valencia durante el Holoceno inferior a partir de yacimientos prehistóricos. En *Pleistoceno y Geomorfología litoral, Homenaje a Juan Cuerda*, Universidades de Valencia, Zürich y Palma de Mallorca, pp. 77-102.

PASKOFF, R. 1987: Bilan au colloque. En *Déplacements des lignes de rivage en Méditerranée d'après les données de l'archéologie*, Aix-en-Provence 1985, Colloques internationaux du CNRS, Ed. du CNRS, Paris.

RIVAS MARTÍNEZ, S. 1982: Étages bioclimatiques, secteurs chronologiques et séries de végétation de l'Espagne méditerranéene. *Ecologia Mediterranea*, t. VIII, fasc. 1/2, Marseille, pp. 275-288.

ROSSELLÓ, V.M. 1969: El litoral valencià. *L'Estel*, 2 Vols., Valencia.

ROSSELLÓ, V.M. 1972: Los ríos Júcar y Turia en la génesis de la Albufera de Valencia. *Cuadernos de Geografía*, 11, Valencia, pp. 7-25.

ROSSELLÓ, V.M. 1979: Una duna fósil pleistocena en la restinga de la Albufera de Valencia. *Cuadernos de Geografía*, 25, Valencia, pp. 111-126.

ROSSELLÓ, V.M. 1982: Albuferas Mediterráneas. *Actas de la V Reunión del Grupo Español del Trabajo del Cuaternario*, Sevilla, pp. 43-78.

SANJAUME, E. 1974: El cordón litoral de la Albufera de Valencia. *Cuadernos de Geografía*, 14, Valencia, pp. 61-96.

SANJAUME, E. 1985: *Las costas valencianas. Sedimentología y morfología*. Universitat de València, Valencia, 505 pp.

SANJAUME, E. 1988: Dunes of Saler, Valencia, Spain. En Dune/beach Interaction, *Journal of Coastal Research*, Special Issue, 3, Ed. N. Psuty, pp. 63-69.

LA LLANURA ALUVIAL DEL RIO XÚQUER

Coordinadores:
J. MATEU, B. MARTI

Colaboradores:
Y. MARTINEZ, M.ª J. DE PEDRO, A. FERRER,
R. ENGUIX, N. LA ROCA

El itinerario discurrirá desde Valencia a Alberic (parada 1) por la carretera nacional 340. Después se seguirá hacia la ermita de Tèrnils (parada 2), tras haber cruzado el río. Posteriormente se visitará la vila de Alzira (parada 3), para continuar hacia el poblado de la Edad del Bronce de la Muntanya Assolada (parada 4) y finalizar en la montaña del Castell de Cullera (parada 5)

El contenido científico de este trabajo se ha beneficiado de los proyectos: «Crecidas mediterráneas: análisis hidrogeomorfológico» DGCYT PB 89-0526 y «Secuencia cultural, paleoeconomía y medio ambiente en el País Valenciano desde el Solutreogravetiense a la Edad de Bronce» DGCYT PB 87-0722002-00.

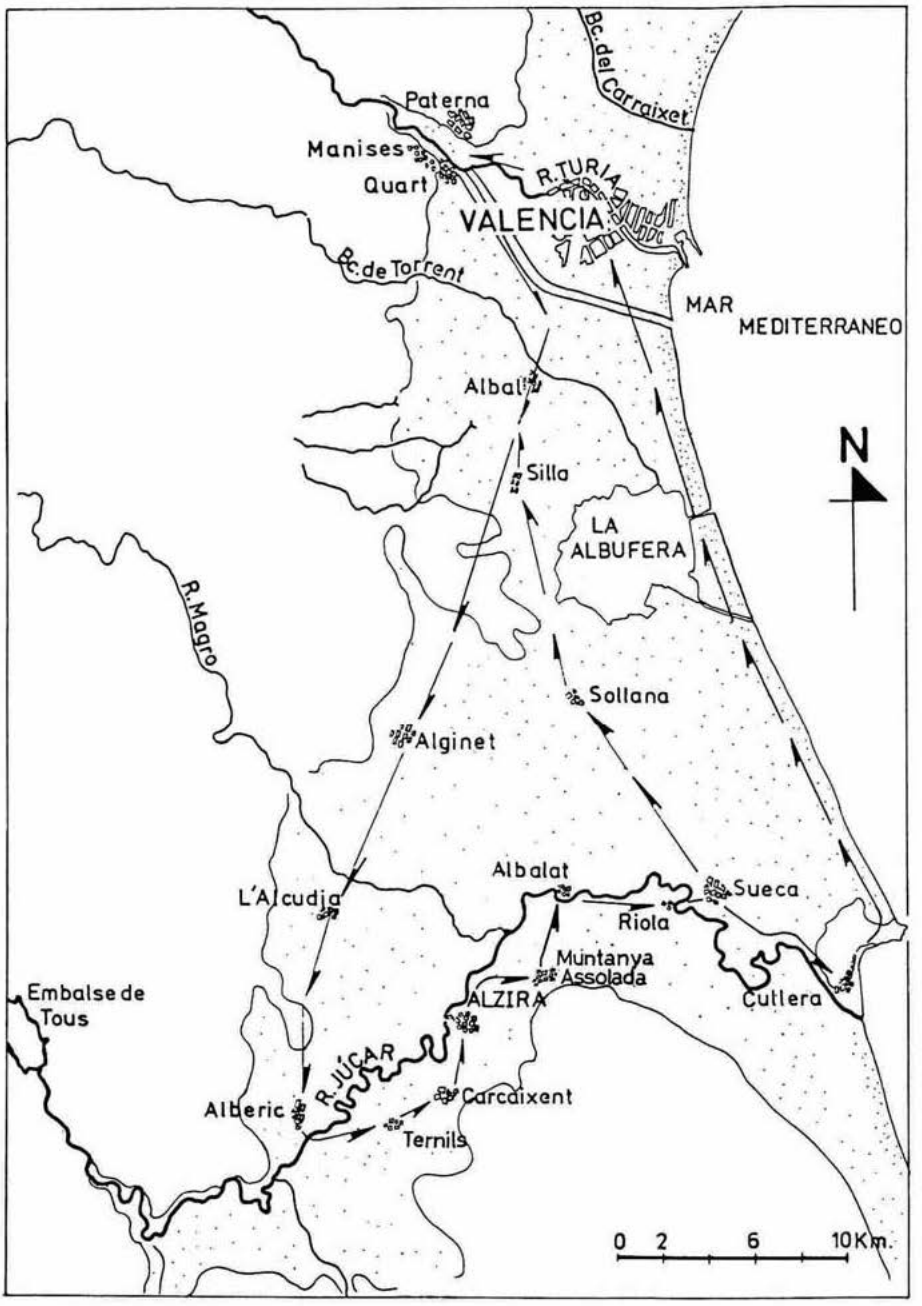


FIGURA 56
La llanura aluvial del rio Xúquer. Itinerario de la excursión

1. LA RIBERA DEL XÚQUER: UN LLANO HOLOCENO DE INUNDACION

*Joan F. Mateu Bellés**

LA Ribera del Xúquer es un llano de inundación en el cual son funcionales importantes procesos hidrogeomorfológicos fluviales durante las crecidas. Por sus dimensiones (unos 300 km^2 inundados en 1982) constituye la mayor de las llanuras costeras del golfo de Valencia, bastante diferentes entre sí desde la perspectiva geomorfológica.

La Ribera se instala a la salida de un largo y profundo congosto y a este recinto desaguan, además, varios tributarios (Sallent, Albaida, Magre). Las crecidas fluviales otoñales alcanzan puntas espectaculares cuando coinciden en la Ribera los picos de todos ellos.

1.1. El soporte estructural

La llanura litoral y la plataforma continental del golfo de Valencia ha experimentado un proceso de fracturación y hundimiento como resultado de la tectónica distensiva alpina. Al menos desde fines del Terciario, ha funcionado como una cuenca de acumulación detrítica de niveles cada vez más recientes.

Concretamente entre el Túria y el Xúquer, los sondeos cifran la potencia de la sedimentación detrítica cuaternaria en más de una centena de metros. No obstante, no es un dominio de subsidencia homógenea como la atestigua 1) el eje NW-SE de afloramientos miocenos entre Picassent-Almussafes-Sollana-Sueca en plena llanura holocena, 2) el afloramiento dunar pleistoceno del Perelló, 3) los afloramientos cretácicos de Sueca y Cullera y en las inmediaciones del Túria, 4) el Mioceno subyacente a escasos metros en el subsuelo de Sedaví-Alfafar o 5) los más de 30 m de potencia de sedimentos cuaternarios en todo el trazado del nuevo cauce del río Túria (CARMONA, 1990).

También el sustrato de la Ribera está formado por bloques mesozoicos fallados, desigualmente hundidos y fosilizados por la deposición miocuaternaria en facies marinas y continentales. Tal vez, el sustrato mesozoico de la Ribera —fallado y con afloramientos diapíricos del Keuper (como sucede en las inmediaciones de Alberic, etc.)— explique el cambio de rumbo del cauce en el límite entre las Riberas Alta y Baixa.

Todos estos datos sugieren un modelo de fracturación múltiple, esto es, un gran número de bloques basculados diferencialmente con diversidad de orientaciones y trazados con predominio de los desniveles hacia la plataforma continental. Algunas de estas fracturas han sido reactivadas durante el Pleistoceno.

1.2. La metamorfosis holocena del valle

Durante el Pleistoceno superior —coincidiendo con la última regresión marina— la actual Ribera del Xúquer mostraría unos ambientes diferentes: un río encajado en sus propios aluviones (terrazas) que conectaba con los relieves periféricos mediante una acera coluvial. Eran unos glacisconos pleistocenos parcialmente desmantelados. El nivel correspondiente a los conos «würmienses» se hunde sistemáticamente por debajo de la llanura aluvial del Xúquer (DUMAS, 1977, p. 216).

La transgresión flandriense ha introducido una profunda metamorfosis ambiental y sedimentaria en el valle: una potente acumulación holocena ha enmascarado muchos de los caracteres topográficos preexistentes. A falta de sondeos sistemáticos, tal vez lo más coherente sea señalar una bahía abierta entre las montañas de Cullera y Corbera (MATEU *et al.*, 1985) a medida que avanzaba la transgresión flandriense.

Hacia el 6.000 BP, el valle comienza a evolucionar como un llano de inundación. En pocas palabras, los depósitos holocenos que en otros ríos mediterráneos (como el Ebro) han servido para

* Departament de Geografia. Universitat de València.

edificar espectaculares deltas, aquí han contribuido a la formación de una imponente llanura holocena (al igual que en el Segura). Cabe recordar que en ambos casos, la pendiente de la plataforma continental es superior a ambos llanos de inundación.

El Xúquer pasa directamente del llano de inundación al mar sin edificar un delta por cuanto los acarreos sólidos se han depositado mayoritariamente en el propio llano de inundación. Es más, la superficie de decantación progresivamente se ha ido desplazando hacia la Ribera Alta (al menos, eso sugieren los aterramientos de edificios y yacimientos arqueológicos).

1.3. Crecidas e inundaciones

Las avenidas fluviales constituyen el principal mecanismo morfogenético de los llanos de inundación. En efecto, existen llanos de inundación porque hay avenidas fluviales. Las crecidas son episodios durante los cuales se incrementa el flujo de materia y energía en el sistema fluvial.

La descarga o volumen de agua vehiculada por unidad de tiempo define el hidrograma de crecida cuyos componentes son determinados por los factores de intensificación o atenuación (características de las cuencas de drenaje, de las redes y de los propios canales de escorrentía).

El repertorio histórico de las avenidas del Júcar en Alzira y en la cercana población de Carcaixent es muy numeroso. Desde 1300 hasta 1923 se han contabilizado más de ochenta años en los que se han registrado una o más inundaciones notables; de éstas dieciocho fueron lo suficientemente caudalosas como para inundar el centro de Alzira y Carcaixent y causar daños considerables y, en ocasiones, muy importantes.

Concretamente, entre 1300 y 1600, existe documentación archivística de cinco riadas altamente destructivas: la ocurrida en octubre de 1328; la de 22 de octubre de 1406 que destruyó la zona extramuros de Alzira; la de 30 de noviembre de 1473 que asoló novecientas casas en Alzira; la de 1517 dañó seriamente varias poblaciones de la Ribera y zonas extramuros de Alzira mientras la de 17 de noviembre de 1571 socavó la ermita situada junto al puente de San Gregorio de Alzira.

La crecida de 1632 causó daños comparables a la de 1571 mientras en 1672 desbordó hasta once veces en tres meses. Otras riadas posteriores ocasionaron también daños en la ciudad de Alzira (4-5 de octubre de 1779, 14 de noviembre de 1805, 21 de octubre de 1843). Tal vez, la mayor catástrofe de la Ribera —en pérdidas de vidas humanas— ocurrió el día 4 de noviembre de 1864 (Gómez Ortega *et al.*, 1866; Bosch, 1966).

Las excavaciones arqueológicas —realizadas los últimos años en Alzira— han abierto una vía complementaria para la comprensión del régimen hidrológico del río. En efecto, a partir del siglo XI, se aprecia un cambio de régimen de las crecidas ya que los picos de crecida aumentaron sistemáticamente y también su carácter destructivo en la ciudad. La documentación geoarqueológica sugiere que las inundaciones de fines del siglo XI, de los siglos XVII no fueron menos destructivas que la de 1864 (Butzer *et al.*, 1983). El último desastre del 20 de octubre de 1982 puede evaluarse contrastándolo con estos acontecimientos históricos extremos.

Las crecidas en la Ribera se intensifican por la coincidencia temporal de los picos de crecida de los afluentes que desaguan en dicho recinto (el Xúquer, el Sallent, el Albaida y el Magre). Estas confluencias —cercanas a la desembocadura— ofrecen condiciones para la magnificación de las avenidas.

En 1982, la superficie inundada alcanzó los 290 km^2. Se saldó con doce —o treinta— muertos, unos 100.000 damnificados y unos daños globales valorados entre 50 y 200 mil millones de pesetas. La gente del país la conoce como la *pantanada*, atendiendo al desmoronamiento de la presa de Tous (situado en la cabecera de la Ribera). A lo largo del recorrido se harán referencias al suceso que todavía sigue pendiente de resolución judicial definitiva.

Ahora mismo existe un ambicioso programa de intervenciones para la aminoración del riesgo de crecidas en la Ribera.

1.4. La geometría del llano de inundación

Un llano de inundación es una superficie o faja de tierra relativamente lisa, adyacente al cau-

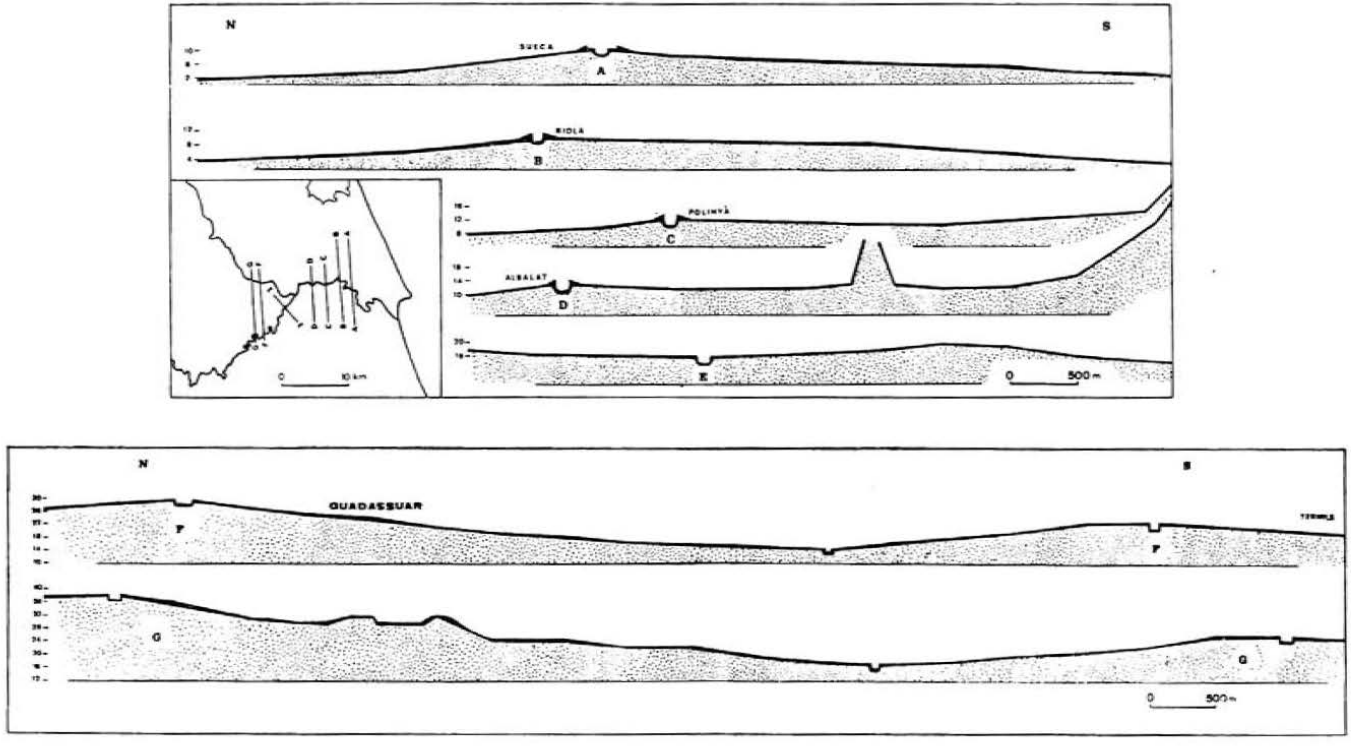


FIGURA 57
Geometría del edificio aluvial en la Ribera

dal de un río y que se cubre de agua cuando éste se desborda. Esta expresión tiene una connotación topográfica, hidrológica y geomorfológica. Se insiste en su primer valor.

Desde el punto de vista topográfico, el relieve de las llanuras de inundación puede ser liso, cóncavo o convexo. Dentro de una misma llanura puede haber sucesivas geometrías transversales, lo cual provoca alternancias en la trayectoria de los flujos desbordados. En tramos convexos el río discurre por la cota más elevada del edificio aluvial y los flujos desbordados son divergentes. Por contra, en los tramos cóncavos los flujos son convergentes ya que el canal habitual ocupa la posición más deprimida de la llanura de inundación.

La Ribera del Xúquer —desde Antella hasta el mar— es una llanura de inundación de alrededor de 300 km y de pendiente muy tendida (0'6%). El río, al atravesarla, ha edificado geometrías transversales convexas, hecha excepción de las confluencias de los tributarios principales (río de Albaida y río Magre). Estas alternancias geométricas, desde la Ribera Alta a a Ribera Baja son decisivas en el comportamiento hidráulico de las riadas y en las pautas de sedimentación aluvial.

A la luz de los levantamientos topográficos se observa cómo la popular y arraigada división comarcal —Ribera Alta y Baja— responde a un condicionante geomórfico fluvial: mientras la Ribera Baja constituye una única llanura de inundación convexa, la Ribera Alta está muy condicionada por la confluencia del Riu Magre y en ella alternan tramos lisos y convexos.

Los perfiles A, B y C permiten una lectura conjunta (fig. 57). El Xúquer ha edificado una gran acumulación convexa, de modo que discurre varios metros por encima de las tierras de inundación. En concreto en el perfil A se constata que las aguas del lecho circulan casi 10 m por encima de la Albufera.

Por su parte el perfil D, correspondiente a la topografía existente a mitad de camino entre Algemesí y Alzira, significa un tramo en que la anterior geometría convexa se convierte en plana, e incluso cóncava. A ello contribuye el amplio cono del Magre (por la izquierda) y el cono glacis adosado a la Murta (por la derecha).

Siguiendo aguas arriba, y a medida que nos alejamos de la confluencia Xúquer-Magre, reaparece la topografía convexa en cada una de las arterias fluviales, en tanto que el Riu Verd circula, deprimido, por el punto de contacto de ambos interfluvios. Así lo evidencia el perfil E.

El último de los perfiles F encierra un elemento novedoso: el Magre, poco a poco, reduce la llanura de inundación convexa a sus dominios inmediatos, de modo que resulta patente que la acumulación fluvial no ha acabado de recubrir el sustrato preexistente.

1.5. Los flujos de desbordamiento

A la vista de los diversos levantamientos topográficos de la Ribera Alta se impone otra conclusión referente al papel que desempeñan las cuencas *yazoo* del Riu Verd y del Barxeta. Los espacios comprendidos entre el Xúquer y el río Magre y entre el Xúquer y los relieves de Carcaixent actúan como auténticos embalses que laminan o aplanan el pico de las crecidas. A mayor volumen de las avenidas y a mayor coincidencia horaria, más abundante será el agua «embalsada» en la cuenca del Riu Verd y el Barxeta.

Por otro lado, la confluencia del Riu Magre con el Xúquer viene a constituir el elemento central de toda la geomorfología fluvial de las Riberas. Una valoración dinámica de su progresivo papel «estrangulador» en la Ribera Alta es clave para la intepretación evolutiva y dinámica geomorfológica de la Ribera Alta. En la medida que el Magre acrecienta sus aportes (proceso beligerante incluso en época histórica) se incrementa su papel de «cuello de botella» que dificulta el drenaje del agua desbordada aguas arriba. El trazado de la autopista se sitúa en este «cuello de botella» del Magre (Mateu, 1980).

Con estas precisiones topográficas se comprende la superficie inundada en 1971, 1982 y 1987, (Mateu, 1982; La Roca, Carmona, 1983; Carmona, Segura, 1987). En estos episodios se constató la dinámica de los flujos desbordados en función de la topografía subyacente. Desde la presa de Tous hasta la confluencia del Riu d'Albaida, se apreció un único lecho con morfología *braided* entre las acumulaciones pleistocenas y estrangulando el previo canal meandrizante.

FIGURA 58

Geomorfología de la Ribera del Xúquer. Area inundada y direcciones del flujo en la riada de Octubre de 1982. Según N. La Roca y P. Carmona

Desde la citada confluencia hasta la autopista A-7, el flujo se abrió en tres direcciones (fig. 58) el propio cauce y los dos *yazoos*: el Riu Verd (margen izquierda) y el Barranc de Barxeta (en la margen derecha).

Por su parte, el cono del Magro, los glacis-cono de la sierra de Corbera y la autopista provocan una nueva confluencia de los flujos y el efecto de represa del agua en las inmediaciones de Alzira. Finalmente, en la Ribera Baja (tramo convexo), volvió a producirse la divergencia de los flujos en tres direcciones, una por el propio canal, y las otras dos en dirección norte y sur hacia la Albufera de Valencia y las marjales de Tavernes de Valldigna.

1.6. Aluvionamiento histórico

Independientemente de su amplitud, los llanos de inundación son superficies de activa acumulación aluvial durante las avenidas periódicas y recurrentes. Por esta razón, las avenidas —episodios cortos durante los cuales el río dispone de energía para remover y redistribuir sedimentos— son el principal mecanismo de acreción vertical y lateral en el llano de inundación. El crecimiento vertical es consecuencia de la deposición de materiales finos, en capas horizontales al incrementarse la fricción de los flujos desbordados. El acrecentamiento lateral —además de ser una consecuencia del crecimiento vertical— es una resultante de la migración e inestabilidad del propio cauce.

Que el aluvionamiento es activo en la Ribera ya fue percibido por el jesuita Racsas y el ingeniero Vincensi en 1635 al afirmar que en la medida que la «madre del río así como las riberas se van levantando, van enterrándose árboles y casas como se ve en Carcagente, Alcira y Albalat». Tras una exploración sistemática del territorio —con las consiguientes visitas a los edificios religiosos, palacios, excavaciones arqueológicas, más la búsqueda de noticias bibliográficas— se extraen las siguientes conclusiones:

—El aluvionamiento es un proceso muy activo en la Ribera pues la villa romana de Benibaire (término de Carcaixent) queda enmascarada por más de 2'50 m de aportes fluviales, una cruz gótica del siglo XV, próxima a Alzira, tiene enterrada su base por unos 0'70 m de aluviones y la alquería musulmana de l'Alborgí por unos 2 m.

—El enterramiento —y consiguiente elevación de cotas— no es uniforme en todo el llano de inundación. En época medieval y moderna ha sido más activo en la Ribera Alta porque edificios construidos simultáneamente en ambas riberas no están enterrados en igual proporción. Dentro de la Ribera Alta existen también sus diferencias incluso en construcciones coetáneas.

—El progresivo aluvionamiento de las geometrías convexas puede explicar qué lugares de habitación relativamente seguros o menos expuestos a inundaciones en el siglo XV dejan de serlo en la medida que van alterándose las condiciones topográficas del llano de inundación. Que las sucesivas generaciones pobladoras de la Ribera no adviertan estos decisivos cambios geomorfológicos es explicable porque son aterramientos lentos pero cumulativos.

—La mayor potencia de los acarreos fluviales en la Ribera Alta en época medieval y moderna no es independiente del paulatino estrangulamiento del abanico del Magre antes comentado. A crecientes dificultades de evacuación del agua hacia la Ribera Baixa, mayor deposición en esta cubeta de decantación que es la Ribera Alta (BUTZER *et al.*, 1983).

La consideración dinámica del aluvionamiento de las Riberas del Xúquer es básica porque estos cambios geométricos condicionan a su vez el comportamiento hidrológico de las aguas desbordadas.

En esta línea de argumentación cabe señalar que el progresivo aluvionamiento puede hacer paulatinamente vulnerables hábitats menos castigados en siglos anteriores. Concretamente, los moradores de Ternils abandonaron este lugar tras la inundación de 1571, y se trasladaron a un lugar más protegido. Se trataba de un rellano —en realidad, un residuo de la acera coluvial pleistocena desmantelada— donde se asienta el núcleo más antiguo de Carcaixent. No obstante, este mismo rellano ya fue afectado por algunas inundaciones del siglo XIX y también lo ha sido en 1982.

Parece que Cabanes y Mulata se deshabitan avanzando el siglo XV mientras Ternils lo es inmediatamente después de 1571. Ressalany y Alàsquer fueron abandonados entrado ya el siglo XVIII. Alcosser fue destruido por la inundación conjunta del Xúquer-Albaida en 1779. El Xúquer des-

truyó también la Paixarella mientras el Albaida hacía lo propio con Benimexí. Toro y Pujol se despoblaron entrado ya el siglo XIX.

¿Qué conclusiones se extraen de estos despoblados de la Ribera Alta? En primer lugar, el poblamiento —además de las obvias componentes culturales— no es ajeno a condicionantes hidrogeomorfológicos altamente dinámicos. En la medida que se elevan las topografías del llano de inundación por el aluvionamiento, se alteran también las pautas hidrológicas del Xúquer, Albaida, Barxeta y Verd durante los desbordamientos. Estos nuevos y cambiantes comportamientos de las inundaciones pueden hacer peligrar hábitats menos expuestos en épocas antiguas.

En segundo lugar, la cronología del abandono humano de los centros aludidos sugiere que el paulatino aluvionamiento de la llanura convexa torna más inseguros los asentamientos de las cuencas *yazoo* paralelas y deprimidas. Esto afecta especialmente a Cabanes, Mulata, Ressalany, Alàsquer y Ternils muy expuestos además a tercianas por causa del cultivo del arroz.

En tercer lugar, la tardía destrucción (1779) de Alcosser debe interpretarse, además del activo aluvionamiento en este entorno, por el desplazamiento a la izquierda que ha ido sufriendo el Xúquer por la progradación del Magre. Los reajustes ocurridos desde el siglo XVI y XVII se han dejado sentir especialmente en la ciudad de Alzira situada inmediatamente aguas arriba de dicha confluencia.

2. LOS MEANDROS DEL XÚQUER EN LA RIBERA

*Yolanda Martínez Ferreros**

La meandrización constituye uno de los rasgos geomorfológicos más representativos del llano aluvial del Xúquer. El cauce —divagante y serpenteante— discurre sobre una superficie libre de obstáculos e incrementa la distancia total recorrida antes de su desembocadura en el mar. Así lo indican los siguientes parámetros, referidos al tramo comprendido entre Antella y el mar:

—distancia aproximada en línea recta: 37'5 km.

—distancia siguiendo el cauce: 65'7 km.

—pendiente media del llano de inundación: 0'8‰.

—pendiente media del cauce: 0'45‰.

Los principales requisitos para la meandrización en valles aluviales de bajo gradiente son el flujo oblícuo o helicoidal del agua y el excedente de energía inicial. Además cabe señalar la interacción de la pendiente, la velocidad, la turbulencia del flujo, etc. Los meandros libres o aluviales son formas cuya inestabilidad se manifiesta:

i) en el comportamiento desigual entre la margen cóncava (erosiva) y la margen convexa (deposicional).

ii) en la sucesión de *pools* y *riffles* en la solera del cauce.

iii) en la alteración en planta de las variables de geometría hidráulica.

iv) en la migración del propio meandro, llegando incluso al estrangulamiento.

Entre el mar y el arranque del llano aluvial se contabilizan 59 meandros, de los cuales 20 corresponden a la Ribera Baixa (son más expandidos y abiertos) y los restantes 39 (más cerrados y sinuosos) a la Ribera Alta. Como propiedad morfológica de todos ellos cabe señalar la asimetría.

2.1. La morfometría

El análisis morfométrico de los meandros señala en cada parámetro dos grupos que corresponden a la Ribera Alta y Ribera Baixa. En otras palabras, los parámetros morfométricos que definen los meandros son altamente condicionados por la pendiente y también por la anchura y profundidad del canal.

a) *Anchura del canal*: La anchura es una variable fundamental para la obtención de la mayor parte de índices morfométricos de los meandros (radio de curvatura, longitud de onda, sinuo-

* Departament de Geografia. Universitat de València.

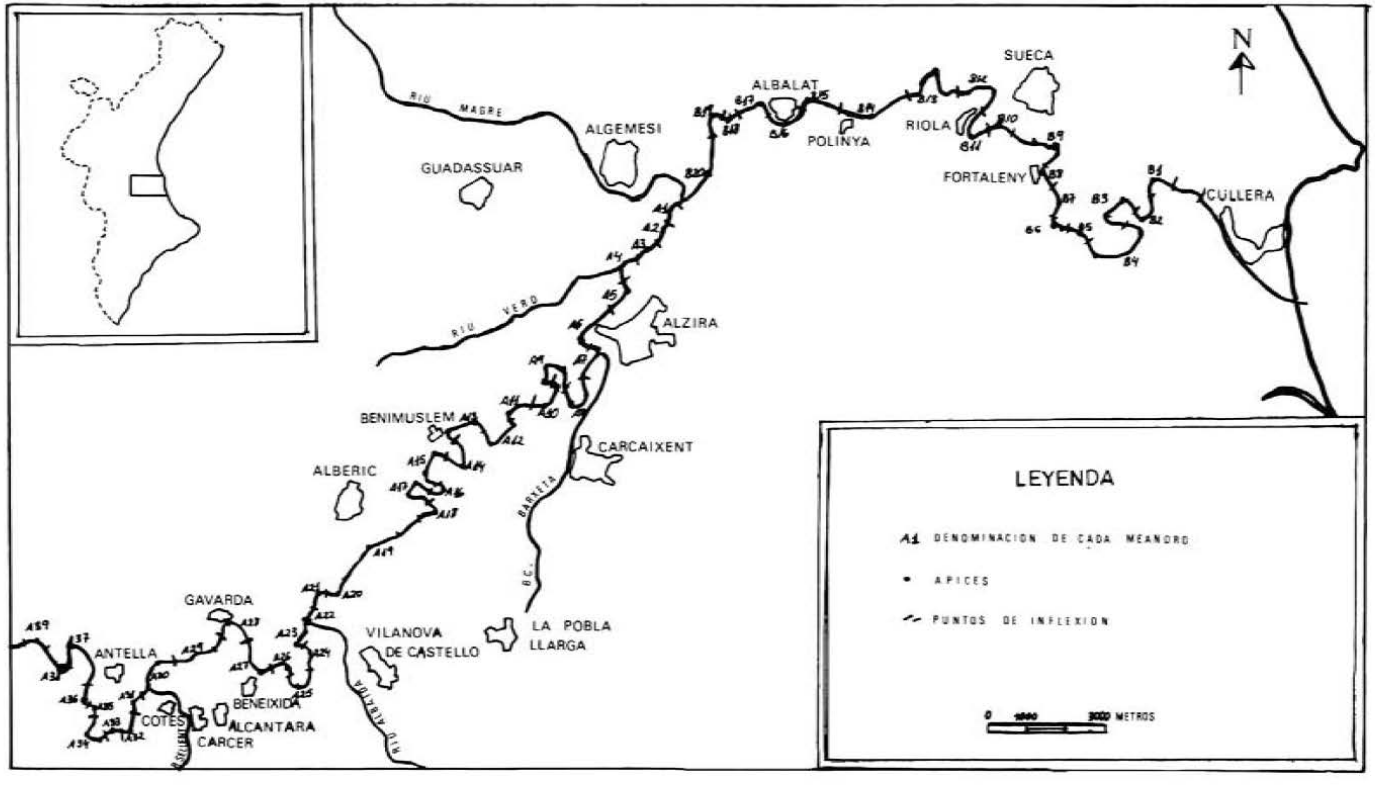


FIGURA 59
Meandros del ríos Xúquer

sidad). El Xúquer a su paso por la Ribera presenta un valor medio de 20 m que casi se duplica en la Ribera Baixa (39 m).

Obviamente, la disminución de pendiente en la Ribera Baixa contribuye a la ralentización y expansión del flujo sobre un cauce más amplio incrementándose el rozamiento sobre el fondo y las márgenes del canal. La pérdida de energía se traduce en un menor índice de sinuosidad y en meandros más abiertos que en la Ribera Alta.

Puntualmente la anchura del cauce se ve alterada por la construcción de azudes o paradas para la derivación de aguas de riego.

b) *Radio de curvatura*: Equivale al radio de la circunferencia que se puede inscribir en el meandro y resulta directamente proporcional a la anchura. En efecto, puede medirse directamente sobre el mapa o siguiendo la fórmula de LEOPOLD-WOLMAN (1960):

$R=2—3*$ Anchura

Por tanto, el radio de curvatura presenta las mismas pautas que las comentadas a propósito de la anchura del canal. La Ribera Alta registra 50 m de radio medio de curvatura mientras en la Ribera Baixa resulta de unos 99 m. El valor medio para el conjunto de la Ribera Baixa resulta de unos 99 m. El valor medio para el conjunto de la Ribera es de unos 75 m.

c) *Longitud de onda*: Une en línea recta dos puntos de máxima curvatura, es decir, dos ápices alternos. Para determinar su valor, LEOPOLD-WOLMAN (1960) proponen

$L=4'59*R^{0.98}$

Es un parámetro que define la forma del meandro y también señala la oposición entre la Ribera Alta y la Ribera Baixa.

d) *Longitud de arco*: Representa la distancia medida a través del talweg entre dos puntos de inflexión. Es un parámetro de escala, indicador del tamaño del meandro.

El valor medio de la longitud de arco para toda la Ribera es de 1.128 m. También este índice refleja la dualidad de riberas con 1.286 m de media la Ribera Baixa y 969 m la Ribera Alta. En ambas se encuentran meandros con valores extremos que o superan los 2.000 m como los meandros del Raconà de Sueca (B4) y de Polinyà (B14) en la Ribera Baixa, o no alcanzan los 500 m como los meandros próximos a la confluencia con el río Albaida (A21 a A24) y el del Plà (A34). Los meandros donde se ubican los *assuts* de Cullera, Sueca y Antella presentan una longitud de arco similar (entre 1.900 y 1950 m).

e) *Sinuosidad*: Este parámetro sintetiza las características morfométricas precedentes. Se define como la ratio entre la longitud de arco/longitud de onda y refleja también la existencia de dos riberas diferenciadas: la Ribera Alta con una sinuosidad media de 4'81 y la Ribera Baixa de 3; la sinuosidad media de los meandros de toda la Ribera es de 3'91.

La mayor sinuosidad de los meandros de la Ribera Alta está condicionada por la menor anchura del canal, sus menores longitudes de arco y la mayor carga sedimentaria, lo cual queda reflejado en una mayor complejidad y diversidad de formas cuyas sinuosidades oscilan de 1'51 a 9'31.

2.2. Cambios en el trazado del cauce

El trazado del canal meandrizante en el llano de inundación es inestable. He aquí unos testimonios (MATEU, 1983):

a) El estrangulamiento y abandono posterior de meandros ha sido frecuente en las Riberas. La cartografía histórica, la fotografía aérea, la toponimia o la misma red de acequias y caminos constituyen vías para evaluar los cambios ocurridos al menos desde los tiempos medievales. A la luz de todas esas fuentes se constata que en los pasados siglos las mayores variaciones se han producido en las inmediaciones de la desembocadura del Albaida.

Otro tramo de gran dinamismo ha sido el comprendido entre Alberic y Carcaixent. Puesto que el cauce del río sirve de límite municipal, estos cambios se han registrado puntualmente. Así en 1778, durante la crecida de San Francisco, el río se abrió un nuevo cauce en el término de Carcaixent. Otro tanto ocurrió en 1843 cuando parte de la Raconada del Toro fue separada de Alzira y parte de la de 1855 con motivo del estrangulamiento del Racó de Mesquita con lo que tierras del término de Alberic fueron incorporadas al de Carcaixent.

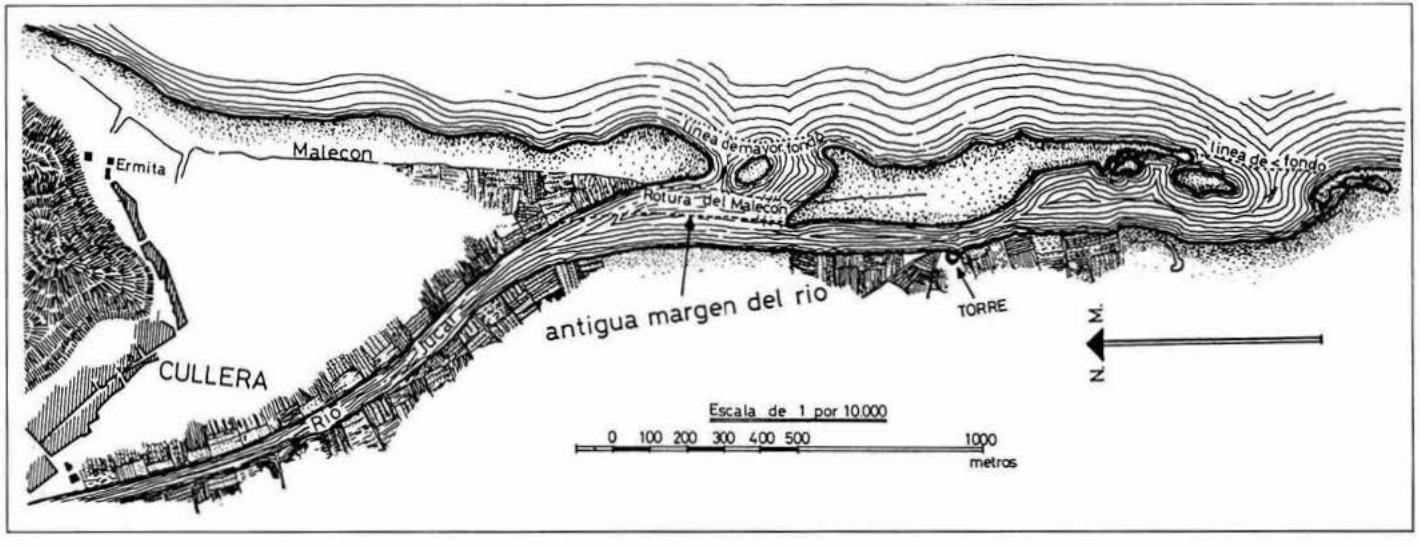


FIGURA 60
Desembocadura del río Xúquer inmediatamente después de la inundación de 1864. Gráfico redibujado sobre el plano de Gómez Ortega

Comentario específico merece el meandro que rodeaba la vila de Alzira (Algezira). El estrangulamiento no se produjo en el punto más estrecho del pedúnculo lo cual sugiere cierta mediatización humana ¿Tal vez una corta en tiempos islámicos?

b) También la desembocadura del Xúquer ha migrado en tiempos históricos. Con ocasión de la crecida del 4 de noviembre de 1864 el Xúquer abrió una nueva desembocadura unos 1.400 m al norte de la anterior. La antigua desembocadura se había mantenido estable desde por lo menos finales del siglo XVI cuando la bocana era vigilada desde una inmediata torre vigía.

c) Las confluencias de los tributarios que desaguan al Xúquer en la Ribera (Albaida, Sallent, Magre) actuaban como «cierre hidráulico» si coincidían los respectivos picos de crecida. En tal caso, se registraba una descarga de aportes sólidos en las inmediaciones de las confluencias y variaciones en el trazado de los cauces.

3. LA ERMITA DE TERNILS

*Mª Jesús de Pedro Michó**

La Iglesia de Ternils o Ermita de Sant Roc es un bello ejemplo de la arquitectura religiosa valenciana del siglo XIII, construida en tiempos de la Conquista de Valencia por Jaume I. Está situada en el término municipal de Carcaixent, en el km 4'5 de la carretera que va desde Alberic a Cogullada, junto al poblado morisco del mismo nombre. Ternils fue abandonado a finales del siglo XVI debido, en gran parte, a las continuas crecidas y desbordamientos del Xúquer que provocaron el traslado de la parroquia a Carcaixent en 1573. A lo que hemos de añadir la posterior expulsión de los moriscos en 1609.

El edificio consta de una única nave rectangular, de 20'5 m de longitud por 9'2 m de anchura, de planta basilical sin crucero, con una cabecera añadida posteriormente en el exterior; de 1'5 m de espesor por 5 m de anchura. Las paredes son de mampostería y ladrillo en algunos tramos aunque la obra original era de mortero encofrado. Los contrafuertes, así como las esquinas del edificio, son de sillería para reforzar su estructura. Cuatro contrafuertes a cada lado, que sobresalen 1'5 m de la pared con un grueso de 0'7 m, sirven de soporte a las arcadas, cuatro arcos interiores, también de sillería, apuntados o diafragmáticos que descansan sobre ménsulas sencillas.

La cubierta del templo es a dos aguas sobre vigas y listones de madera. Es de teja árabe sobre tablero de ladrillo, asomando al exterior en una cornisa de tipo mudéjar de ladrillos planos con otros colocados de canto y otros en punta de sierra, pintados en rojo y blanco.

La portada es románica, de piedra de sillería, con amplias dovelas lisas y desiguales y grandes salmenares; tiene 2'2 m de anchura por 3 m de altura respecto al piso actual y sobre su clave se encuentra un tragaluz de sillería de perfil gótico que mide 1'1 m de altura por 0'5 m de ancho, ligeramente desplazado del eje de simetría de la portada.

Con motivo de las obras de restauración y consolidación de la Iglesia, iniciadas en 1984,. se realizaron excavaciones arqueológicas en el interior y exterior de la misma.

En el interior de la ermita se han identificado tres pisos diferentes. El fundacional, de argamasa con cal, arena y pequeñas gravas, que conserva restos de enlucido en su superficie y se encuentra a 1'10 m por debajo del nivel actual. Sobre éste aparecieron restos de construcciones como son dos bancos corridos a lo largo de la pared E y S. La preparación del suelo es de argamasa o mortero muy consistente realizado sobre las arcillas rojas del glacis.

El segundo piso es de ladrillos rectangulares y aparece a 0'50 m de profundidad junto a los restos del primitivo altar o presbiterio que presenta una estructura de mampostería con piedras de mediano tamaño cubiertas por un mortero de gran dureza; forma una tarima con un escalón de piedra y ladrillo protegido por una balaustrada de piedra. Entre los dos pisos aparece un potente estrato de arenas y limos de inundación y un relleno formado por enterramientos de un osario colectivo, con un total de 25 individuos, datable entre los siglos XV y XVI.

El pavimento superior es de baldosas cuadrangulares por debajo del cual aparece un relleno de arcillas, tejas y gravas, incluyendo materiales de cronología moderna de los siglos XVII y XVIII.

* Servicio de Investigación Prehistórica. Diputación de Valencia.

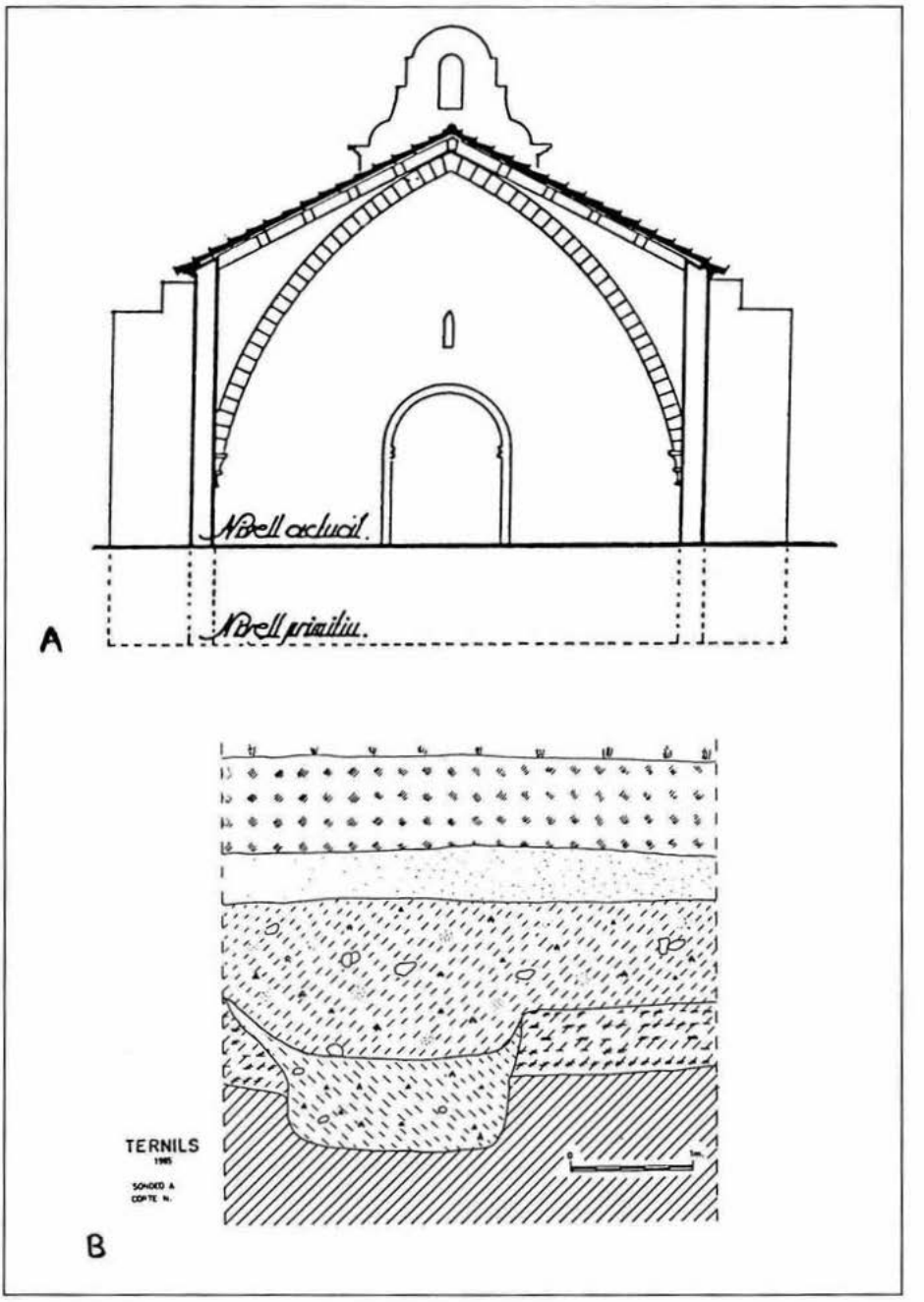


FIGURA 61
A. Sección de la Ermita de Sant Roc, Ternils, según Soleriestruch, 1954.
B. Corte estratigráfico realizado en 1985 junto a la ermita

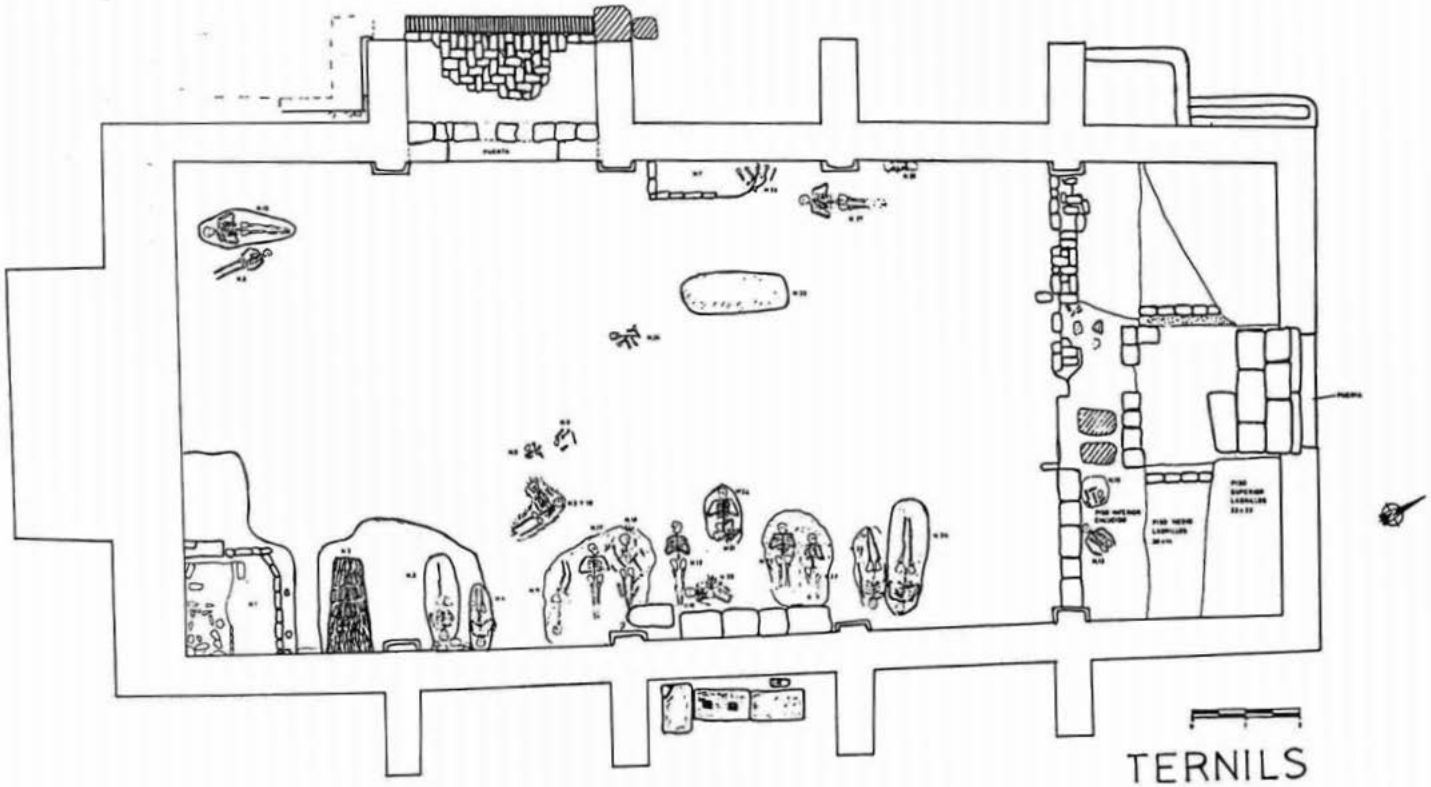


FIGURA 62
Ermita de Sant Roc, Ternils. Planta del interior tras la excavación de 1985

Destaca igualmente la presencia de inhumaciones en fosa y otras colocadas sin orden aparente entre el relleno, en número total de siete individuos.

Al exterior de la ermita, una cata situada entre dos contrafuertes de la pared E dio como resultado la aparición de unas grandes losas de piedra arenisca de forma rectangular, decoradas con líneas incisas dibujando cuadrados en los que se inscriben otros cuadrados de menor tamaño y líneas diagonales que los cruzan, así como una estela de piedra con la cabecera decorada con una cruz de Malta.

En la pared 0 se localizaron los restos de la primitiva entrada de la iglesia, parte de un pavimento y escalones de ladrillo entre dos contrafuertes que presentan las huellas de una cancela limitando esta entrada, cubierta originalmente y situada frente a la zona donde se encontraba el despoblado de Ternils.

La realización de estas catas permite comprobar que la puerta de acceso actual es posterior a la construcción de la iglesia, abierta al tiempo que se elevó el pavimento interior, aprovechando la arcada primitiva y tapiando el primer acceso.

La cata abierta en un solar contiguo frente al primitivo acceso de la Puerta 0 mostró un potente estrato superficial de limos y arcillas con diferentes episodios de inundación, un relleno antrópico correspondiente al derrumbe de un muro con materiales cerámicos datables en los siglos XV a XVII, y una potente capa de arcilla roja con nódulos de carbonato cálcico y alguna grava, base del terreno o glacis sobre el que se construyó el muro mencionado. Una fosa o silo de forma circular ha sido excavado en el glacis y su relleno de tierra oscura y compacta aporta algunos fragmentos de cerámica romana, ánforas, dolia y tégulas.

El hecho de que, tanto el piso fundacional de la ermita como el muro localizado en la cata exterior, fueran construidos sobre las arcillas rojas del glacis, estériles arqueológicamente, indica que Ternils estuvo libre de inundaciones por lo menos hasta la primera mitad del siglo XIII.

La documentación arqueológica en cuanto a la época islámica es inexistente, aunque la tradición siempre ha situado una mezquita en el lugar donde hoy se encuentra la ermita, muestra de la cual sería un arco tapiado abierto hacia el E. Los trabajos de restauración han mostrado que dicha puerta fue abierta con posterioridad a la construcción de la iglesia y que su datación en época anterior es improbable.

La valoración de los hallazgos plantea la posible existencia de una ocupación romana en la zona de Ternils pero no conviene hacer afirmaciones al respecto teniendo en cuenta lo reducido del área excavada. Por otra parte la presencia islámica es un hecho probable atendiendo a la toponimia y a diferentes noticias históricas; quizá la ausencia de restos arqueológicos se deba a que estos se encuentran en otros puntos del yacimiento o a que fueran arrasados por las nuevas construcciones.

Ternils presenta, en opinión de J. Mateu y B. Martí, la cara y la cruz de un registro geoarqueológico complementario: en el interior de la ermita predominan los rellenos antrópicos y en el exterior se depositan los aportes de inundaciones de época moderna. El nivel de los campos circundantes va creciendo por las sucesivas riadas mientras que el barro de la iglesia se limpia después de cada desbordamiento del Xúquer. Con el fin de nivelar el interior y el exterior se construyen dos pisos sucesivos, a finales del siglo XV y en el siglo XVIII.

En la Ribera del Xúquer encontramos otros ejemplos similares al de Ternils. Alzira, Benimuslem, la Creu Coberta, l'Alborgí o Benivaire muestran igualmente un activo y potente aluvionamiento del río en época medieval y moderna. La formación de un relleno fluvial de dos metros de potencia, a partir del siglo XIII, podría ser la causa que explicara los escasos hallazgos arqueológicos de época romana o anterior.

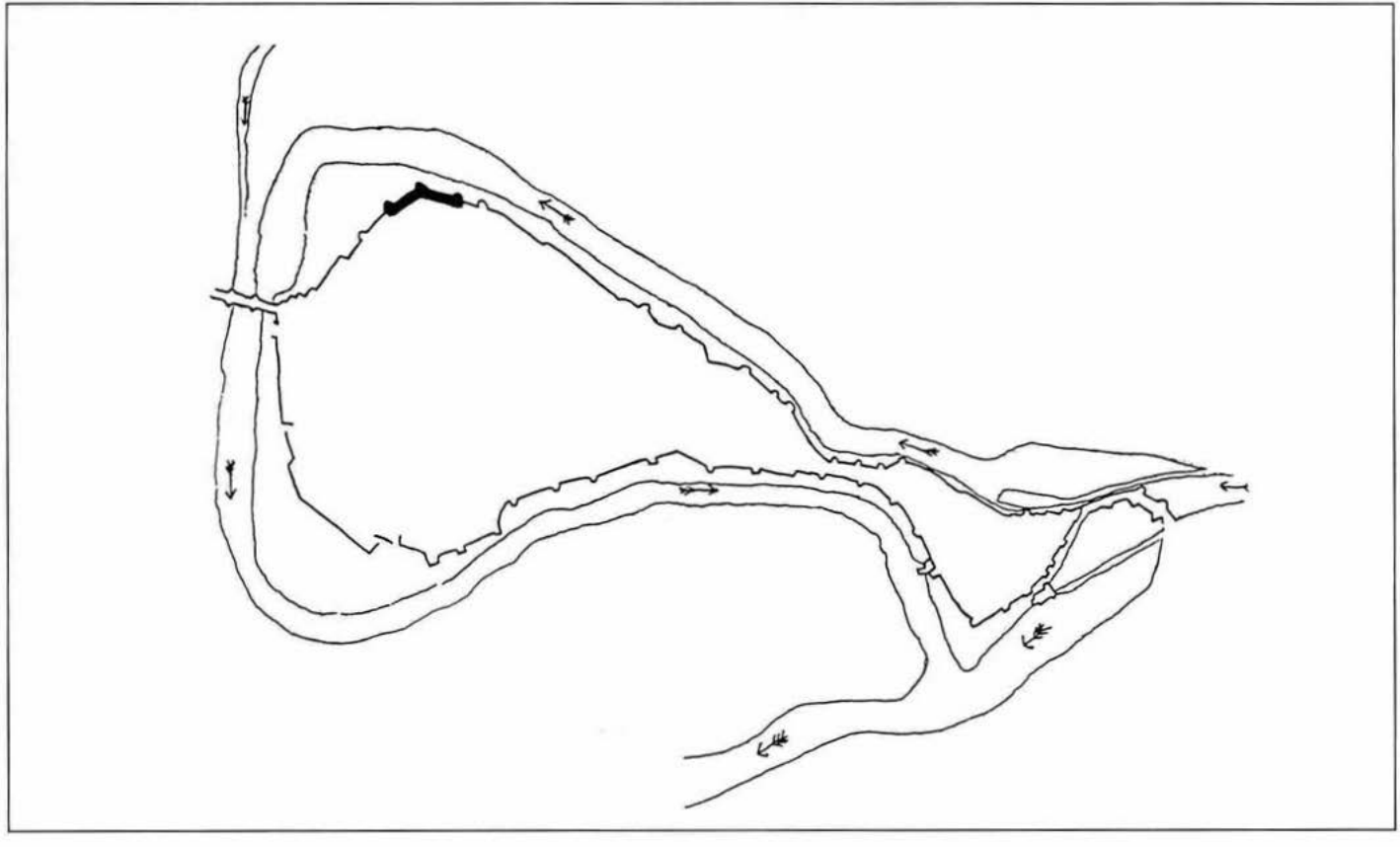


FIGURA 63
La villa d'Alzira. Recinto amurallado. Año 1740

4. PROBLEMATICA Y EXPECTATIVAS DE LA GEOARQUEOLOGIA ALZIREÑA

Agustín Ferrer Clarí

La Comarca de la Ribera del Xúquer, se compone administrativamente de dos zonas: la Alta y la Baja, situadas en el curso bajo de este río.

El Xúquer, que desde las altas tierras ibéricas de Cuenca y Albacete abarca una amplia extensión de superficie hidráulica, recoge en los períodos pluviales gran abundancia de agua que favorecida por la continua y progresiva deforestación ha dado lugar, unida a inestabilidades climáticas, a múltiples crecidas e inundaciones en las tierras bajas, en las cuales, tanto el factor físico como el humano han condicionado que cada vez las inundaciones fueran más destructivas.

La Geoarqueología tiene, pues, en la Ribera del Xúquer un campo de estudio inagotable. Por una parte el reajuste paisajístico natural y por otra las actuaciones humanas, provocando en unas ocasiones y previniendo en otras, quedando como resultado el actual panorama geográfico e histórico, donde se solapan inseparablemente ambos aspectos.

Las fluctuaciones marinas como consecuencia de cambios medioambientales han modificado el perímetro costero. Con la nivelación actual, zonas bajas y llanas, inundadas por lenguas marinas durante los momentos finales del Pleistoceno y la primera mitad del Holoceno, son ahora dominios fluviales o albuferas/marjales. La Ribera del Xúquer es, pues, un llano de inundación (MATEU, 1980) donde el río, con sus aportes sólidos contribuye, ante la escasa pendiente y su escasa potencia de arrastre, a depositar y rellenar una extensa zona.

Este factor condicionante no es el único. En este proceso neógeno, donde se ha hablado de la influencia que tienen variaciones climáticas (temperaturas, precipitaciones, etc.) y las modificaciones costeras, conviene destacar también el papel que juegan las estructuras geológicas de base.

En la Ribera se produce el encuentro de las estructuras ibéricas con las prebéticas, cuyas directrices marcan en distintos tramos el curso fluvial. Entre las actuales poblaciones de l'Alcúdia y Alzira, se produce un estrangulamiento entre cotas de nivel que, coincidiendo con el Riu Magre y sus aportes, definidos por Mateu (1980) como el cono aluvial del Riu Magre, produce un efecto de barrera ante el cual el Xúquer, en momentos de intensidad fluvial, incrementa la deposición de materiales. En este mismo punto, superado este obstáculo, se iniciaría la Ribera Baixa coincidiendo con las secciones fluviales detalladas por el citado autor.

En este complicado cuadro morfológico cuaternario, donde participan los procesos naturales de una forma precisa, apreciamos un destacado protagonismo humano con las deforestaciones, la implantación de áreas de cultivo, asentamientos urbanos, construcción de diques, acequias y otras obras que en suma han supuesto una invasión de zonas de dominio fluvial y un obstáculo al paso de las aguas.

El ejemplo que exponemos y que estamos estudiando es la propia ciudad de Alzira (Al-Yazirat Suquar: la Isla del Xúquer), levantada sobre un meandro en un momento aún sin determinar arqueológicamente, y posteriormente aislada por el río y por las formidables murallas que ejercían una doble función de defensa, ante las amenazas exteriores, humanas y naturales. Construidas casi con toda seguridad entre los siglos X y XI, tenemos noticias de ellas a través de IBN JAFAYA, poeta árabe de Al-Yazirat (1058-1138). El perímetro original se adaptaría al pedúnculo terrestre, ampliándose posteriormente para abarcar las tierras depositadas por el río en los flancos cóncavos. Su longitud total está cercana a los 2.000 m. La técnica de construcción es la tradicional, mediante cajones de enconfrado de mortero y grava, de 2'30 de longitud por 2'30 de anchura y 0'85 m de altura, alcanzando aproximadamente los 7'35 m desde su cimentación hasta la coronación. Los cubos jalonan irregularmente los lienzos de la muralla, insertándose en ella a modo de contrafuertes. Con sus caras semicirculares evitaban retener el agua y ofrecer superficies planas de impacto a los residuos de arrastre y su desmoronamiento. La dificultad de estudiar los niveles históricos inferiores estriba en la aparición de la capa freática entre los 3 y 5 m de profundidad según la estación anual. Así como por la peligrosidad de las catas-pozos practicadas en un suelo sedimentológico de irregular configuración, donde se alternan gravas, arenas y arcillas con restos de construcciones y ocultaciones.

* Museu Municipal d'Alzira.

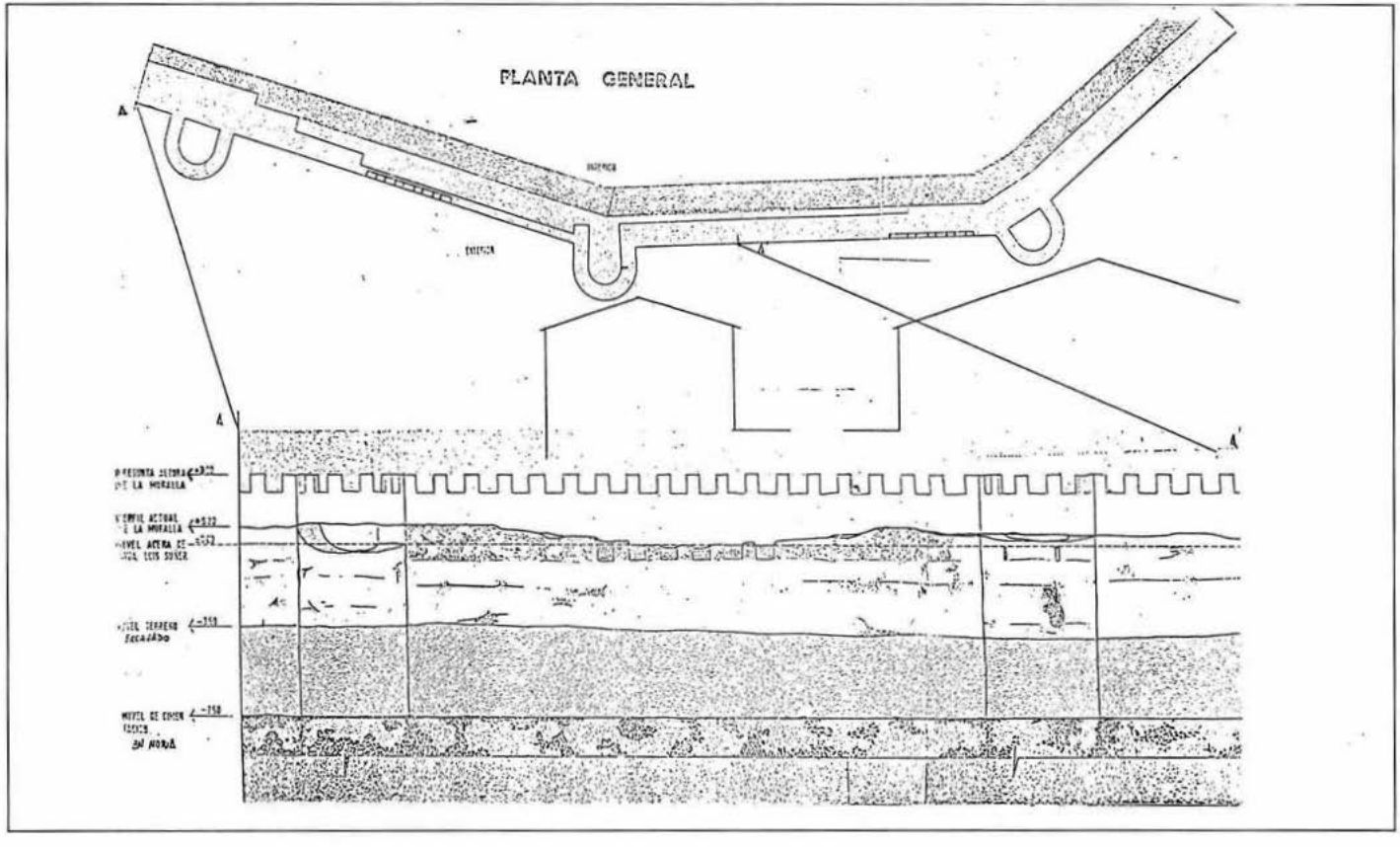


FIGURA 64
Excavació del Mercat Vell d'Alzira. Perfil de la muralla

Este dique en medio del río, conectado al otro lado a través de pétreos puentes situados transversalmente al curso fluvial, provocaba retenciones aluviales que continuamente iban elevando el suelo de extramuros. Las catástrofes producidas intramuros ante la entrada de las aguas para atravesar la barrera y continuar su curso, producían considerables daños en las construcciones, edificadas sobre suelo plástico-arcilloso. Entre las noticias que se han conservado en el Archivo Municipal sobre las inundaciones entresacamos por su elocuencia las del año 1590 donde se contabilizaron 22, y la de 1473, que derribó 200 casas y produjo abundantes víctimas. Tras el derribo o la ruina de las viviendas se rellenaba el espacio con los escombros y se levantaban nuevos edificios, formado nuevos horizontes históricos que en consonancia con el relleno extramuros hizo que la muralla quedara insuficiente como parapeto defensivo, con lo cual en torno a los siglos XVI-XVII, precisó nueva obra, aprovechando la antigua como cimentación (FERRER, 1987).

Esta elevación se ha llevado consigo el que se agravara la situación y las cotas de inundación fueran cada vez más elevadas y con daños más acentuados por la ocupación a su vez de zonas bajas indiscriminadamente (MATEU, 1980; FERRER, 1988).

Dentro del fenómeno pendular de los núcleos urbanos, alrededor de medio de centenar de alquerías que cubrían las tierras vecinas como el Pujol, Toro, Cabanyes, Mulata, desaparecieron sin duda atraídos por el poder de atracción de los núcleos de población más grandes: seguridad y servicios ante las guerras, pestes, carestías y, cómo no, ante las penurias que se sucedían tras una inundación (MATEU y MARTÍ, 1987).

El registro geoarqueológico que se puede apreciar en el subsuelo alzireño es como se ha visto de forma escueta. Almacena los aconteceres en una potente estratigrafía, donde como referencia del poder de sedimentación aluvial vemos en las excavaciones arqueológicas del «Mercat Vell» la superposición de dos estructuras, la islámica y la cristiana, de las cuales el almenado de la primera se halla al mismo nivel e incluso por debajo de las edificaciones actuales, cuando en el momento de su construcción debió destacar de su entorno para cumplir su función. Vemos, pues, que en diez siglos aproximadamente ha sido enterrado en su totalidad. Continuamente ofrece y revela datos de interés, salvando las dificultades señaladas. Los resultados obtenidos hasta el momento no son definitivos. Tanto la ocupación de estas tierras, como el origen de la ciudad y todos sus procesos formativos son cuestiones que se investigan interdisciplinariamente.

5. EL POBLADO DE LA EDAD DEL BRONCE DE LA MUNTANYA ASSOLADA D'ALZIRA

*Bernardo Martí Oliver y Rosa Enguix Alemany**

El poblado de la Muntanya Assolada corona uno de los espolones de la Serra de Corbera que avanzan sobre la llanura del Xúquer por su parte meridional, entre la Vall de la Murta y el Barranc de l'Aixavegó, dentro del término municipal de Alzira. Las primeras campañas de excavación, iniciadas en 1978, parecieron mostrar un pequeño poblado de planta aproximadamente rectangular y de unos cuarenta por veinte metros de extensión que, sobre la cumbre amesetada de la montaña, venía limitado en su parte oriental por una abrupta pendiente, mientras en su parte occidental, así como en sus extremos norte y sur, se construyó una sólida muralla formada por sucesivas hiladas de piedras sin carear. En el interior de este recinto pronto se identificaron departamentos de planta rectangular, que en la parte septentrional flanquean lo que podría considerarse una estrecha calle o pasadizo. Mientras que en el exterior, y en la parte central del gran lienzo de muralla, el arranque perpendicular de dos muros permitía plantear la hipótesis de que nos encontrábamos ante el sistema de acceso, la entrada del poblado.

Tales resultados permitieron que desde las primeras campañas de excavación se pudiera establecer un estrecho paralelismo entre el nuevo poblado y las informaciones obtenidas en los demás yacimientos de la cultura del Bronce Valenciano, en especial con aquellos mejor documentados desde el punto de vista de sus estructuras de habitación y de cierre o defensa, como los poblados del Mas de Menente y de la Mola Alta de Serelles, ambos en Alcoi, proponiéndose una cronología desde el 1800 hasta el 1300 a de C. Comparaciones que se extendieron sin dificultad a los diferen-

* Servicio de Investigación Prehistórica. Diputación de Valencia.

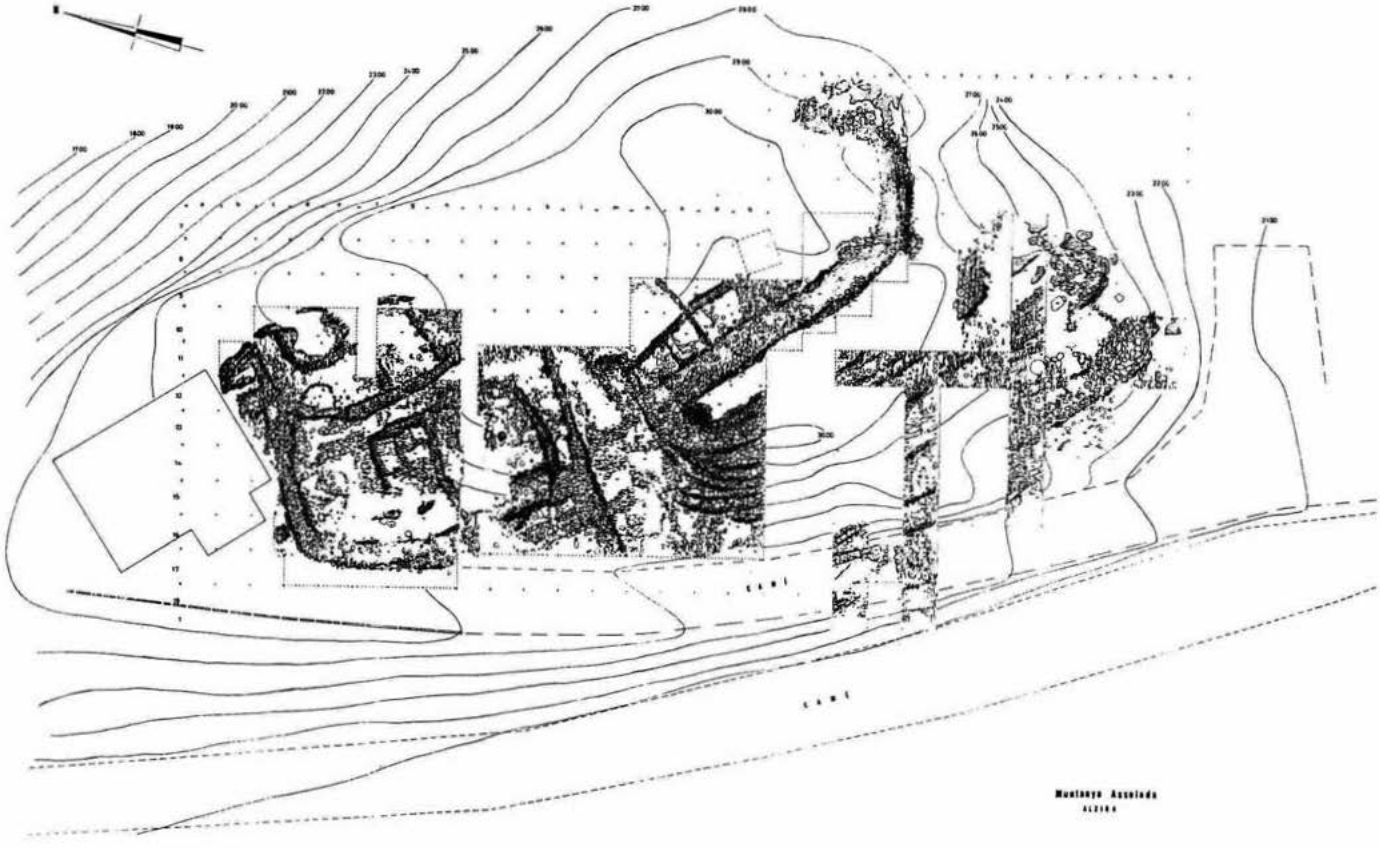


FIGURA 65
Muntanya Assolada d'Alzira. Planta del poblado de la Edad de Bronce

tes apartados de la cultura material: a las formas cerámicas mejor representadas, a la industria del sílex, caracterizada por la abundancia de los dientes de hoz; o a los brazaletes de arquero, los punzones biselados de hueso, los botones prismáticos triangulares con perforación en V, etc. Componentes de la cultura material que vemos ampliamente representados en yacimientos que cubren toda la geografía de la Cultura del Bronce Valenciano.

Idéntica similitud y consiguiente atribución cultural manifestaron los hallazgos metálicos, formados por un puñal de remaches, puntas de flecha y punzones, con el interés de haberse documentado la presencia de piezas de auténtico bronce. Y similar concordancia se desprende de la imagen obtenida con relación a su actividad económica, según el análisis de los restos de fauna y del resto de la información interpretada, basada en la cerealicultura de secano y en una pequeña cabaña de animales domésticos formada por ovejas, cabras, vacas, cerdos y algunos restos de perro, de la que obtienen alimentos y fuerza de trabajo; además del modesto aporte proteínico proporcionado por la caza, apartado en el que destaca la abundancia de los restos de ciervo.

En la misma línea de interpretación parecían incidir las campañas de excavación posteriores, destacando en esta valoración global el estudio de los restos conservados en una pequeña cueva sepulcral inmediata al poblado, en el escarpe de su lado suroriental, realizado durante la campaña de 1983. Expoliada en un alto grado, su excavación proporcionó restos de un mínimo de cuatro individuos, algunos huesos de animales y parte del ajuar que acompañaba a los inhumados, compuesto por una punta de flecha de sílex, un fragmento de botón prismático triangular con perforación en V, numerosas cuentas de collar discoidales, y pequeños y escasos fragmentos de cerámica sin decoración.

La prosecución de los trabajos de excavación y su extensión más allá de lo que inicialmente se consideraba la estricta área del poblado han hecho variar estos planteamientos, en total sintonía con lo que muestran asimismo el resto de las excavaciones que actualmente se llevan a cabo sobre yacimientos valencianos de la Edad del Bronce. En efecto, las últimas anuncian un giro importante en la imagen que teníamos del urbanismo de la Muntanya Assolada, con las repercusiones que ello tiene sobre los demás aspectos del problema, cual es el caso del modelo de los pequeños caseríos, de las cortas ocupaciones, de la no estructuración o jerarquización de los asentamientos, etc. Sin pretender ser exhaustivos, los recientes trabajos de excavación muestran que el pequeño espacio de la cumbre, delimitado por una muralla de casi dos metros de anchura en la parte más accesible fue, además, previamente acondicionado por grandes construcciones de hiladas de piedras sin carear trabadas con barro que servirían para aterrazar la montaña. El reducido recinto de la parte más elevada da paso a una configuración totalmente artificial de la cumbre, con muros de gran anchura y caras inclinadas o ataludadas, modificando las expectativas sobre el yacimiento hasta alejarlo de los calificativos usuales ya descritos para los poblados del Bronce Valenciano.

Ello viene a coincidir, por otra parte y como resulta lógico esperar, con las grandes novedades ofrecidas por la reciente investigación en otras áreas del Bronce peninsular, como ejemplifican destacadamente las Motillas de la Mancha o las nuevas excavaciones de poblados argáricos, mostrando así el Bronce Valenciano, una sintonía profunda con esta renovación en los planteamientos que se produce en áreas próximas y sin duda íntimamente relacionados con él.

Ciertamente la Muntanya Assolada no es un caso aislado y la complejidad subyacente a estos poblados ya se desprendía de los resultados avanzados por otros yacimientos entre los que podemos citar la Mola de Agres, o las recientes campañas en la Lloma de Betxí de Paterna que han revelado la existencia de una gran construcción dominando la parte más elevada del poblado, además de importantes aportaciones sobre detalle de técnica constructiva y distribución interna de este singular espacio.

Así pues, la Muntanya Assolada viene a sumarse al conjunto de yacimientos actualmente en estudio cuya complejidad no puede reducirse al anterior modelo de un poblamiento exclusivamente representado por pequeños asentamientos. Y tampoco debemos reducir el poblamiento a los lugares elevados, con el encastillamiento como característica inseparable de los poblados de la Edad del Bronce ya que, siguiendo con los ejemplos cercanos a nuestro yacimiento, son muchos los asentamientos en pequeñas lomas como la Coroneta del Rei en Alberic, junto al Xúquer, o el yacimiento de les Cases de Montcada en Alzira, en las inmediaciones del mismo río. Bien entendido que ello no invalida la imagen tradicional de las decenas de poblados en la cumbre de elevados cerros, imagen que sigue estando presente en la documentación y que ha sido confirmada también recientemente en el propio entorno de poblado.

6. INTERPRETACION GEOMORFOLOGICA DE UN MOVIMIENTO DE MASA: LA MUNTANYA ASSOLADA (ALZIRA)

*Neus la Roca Cervigón**

Hasta la ocurrencia del corrimiento de tierras a finales del siglo XVIII, este lugar recibía el topónimo de Muntanya de la Font del Baladre: «Desde esta fecha al dicho monte se le denomina la «Montaña Asolà» (PELUFO, 1935).

El movimiento de masa ocurrido en la ladera donde se ubica un importante poblado de la Edad del Bronce está perfectamente datado y, sobre todo, documentado. Se produjo en la noche del 24 al 25 de noviembre de 1783 según consta en las Actas de sesiones del Ayuntamiento de Alzira, y en el informe del escolapio P. Benito de San Pedro (1784): *Descripción del hundimiento i cortaduras del Monte del Baladre, territorio de Alcira, acaecido en el Noviembre de 1783, con motivo de las excessivas lluvias del Otoño.*

No es el único gran movimiento de masa en el área (SAN PEDRO, 1784; CAVANILLES, 1795-97; SURIÓ y CANO, 1981), y los más importantes de ellos se dirigen, como éste, hacia el NNW sobre laderas de esa misma exposición.

6.1. Localización

El movimiento se sitúa en el espolón más occidental de la Serra de Corbera, de dirección ibérica, entre los Barrancs de la Murta y de l'Aixavegó. Desgarra la ladera NNW, desde la cima de moderada altitud, ≈ 228 m., hasta el pie, donde se extienden los abanicos aluviales coalescentes, de enlace con la llanura de inundación del Xúquer, construidos por los colectores que drenan la sierra.

El aspecto actual de la ladera ofrece pobre información, pues ha sufrido una intensa transformación. Sólo se advierte la concavidad de la cima de la ladera, una convexidad general en el perfil transversal y un pie alargado y convexo. Lateralmente la lengua se halla confinada entre dos vaguadas, hoy ya transformadas en cárcavas.

Medida sobre el MTN a 1:25.000, la ladera N afectada tiene 120 m de altura, por 200 m de anchura media, por 750 m en planta, que da una pendiente media de 9, 1° y una longitud real de 759'5 m: ello supone una superficie de unas 15'2 ha.

6.2. Condicionantes geológicos del movimiento

Los movimientos de masa ocurren en el flanco nororiental del anticlinal de dirección ibérica, intensamente fracturado. Los estratos buzan, en principio, aproximadamente hacia el NE —así se comprueba en el Tallat Roig—, pero las fracturas han distorsionado localmente el esquema general. En la foto aérea a 1:10.000 se comprueba con bastante claridad, un buzamiento de las capas en dirección N/NNE en el caso de la Muntanya Assolada, coincidiendo con la dirección del movimiento (Fig. 66).

Desde el punto de vista *estructural* destaca la falla que corta la cima de la Muntanya Assolada en dirección NW-SE, con escarpe visible al S del poblado del Bronce (MARTÍ, 1983.) que domina el cerro; se combina con otra ortogonal, SW-NE.

Epicentros cercanos de sismos históricos y recientes, localizados entre Carcaixent y Alzira, subrayan la presencia de una actividad tectónica, probablemente relacionada con la brusca terminación noroccidental de las sierras. La fractura permanece oculta, cubierta por los depósitos cuaternarios de los conos aluviales y/o del llano de inundación del Xúquer.

El movimiento afecta casi exclusivamente materiales de la formación Weald (sedimentación lagunar), esto es, un paquete de calizas con pasadas de margas grises, arenas blancas y rojas,

* Departament de Geografia. Universitat de Valencia.

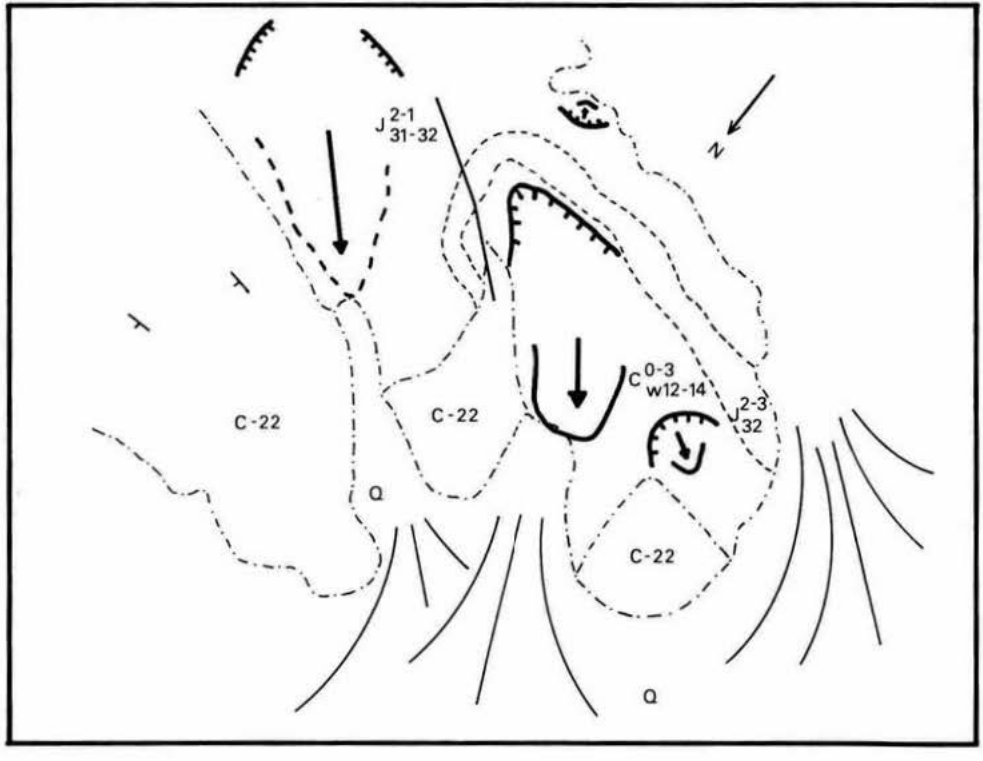


FIGURA 66

Movimiento de la Muntanya Assolada. Croquis geológico sobre calco de la foto aérea a E 1:10.000, de la riada de 1982. OCOTESA. C_{22} Dolomía cristalina masiva. Turoniense (Cretácico superior). $J_{32}^{2\text{-}3}$ Caliza organógena o dolomía kimmeridgiense. $J_{31\text{-}32}^{2\text{-}1}$ Alternancia de calizas y margas oxfordienses kimmeridgiense. Q_2C_{d2} Cono de deyacción reciente. $C_{w12\text{-}14}^{0\text{-}3}$ Calizas lagunares, margas y areniscas. Facies Weald

Año	LLUVIAS		INUNDACIONES			HELADAS	OTROS
	prolongadas	intensas	menores	grandes	mayores		
1672	3 meses		11				
1684	pertinaces	grandes	varias				
1690				últs. días mz.			
1709				graves daños			
1714		temporal	varias		si		
1731						grandes	pedrisco
1733		tempestad	inund.				pedrisco
1744	1 mes						
1745	continuas inv.		desbord.				
1748							pedrisco y terremoto
1752	pertinaces	tempestad		27 abril			
1753			9 nov.				
1754			29 oct.	28 sept.		helada	
1763			repetidas				
1766			repetidas				
1775				12 mayo			
1776					furiosa		
1779	pertinaces			enero			repetidos terremotos
1783					24 nov.		
1785					6 oct.		
1791			paseo agua			fuerte	
1794			últs. abril				

FIGURA 67
Sucesos extremos en la Ribera del Xúquer, S. XVII y XVIII, según Pelufo (1935)

arcillas versicolores y calizas arenosas. La serie está coronada por un fajo de caliza marrón oscura con pisolitos (IGME, 1982).

En el flanco oriental del movimiento de masa aflora, en contacto discordante con la facies Weald, una dolomía cristalina dispuesta en bancos gruesos y, en conjunto, masiva, del Cenomaniense.

El límite suroccidental del proceso está formado por materiales jurásicos del kimmeridgiense, en contacto normal con la facies Weald: una formación carbonatada con intercalaciones de margas arenosas y calizas o dolomías arenosas, que mantiene un fuerte relieve.

6.3. Interpretación del movimiento de ladera a partir del informe del P. Benito de San Pedro (1784)

Unos días después del movimiento en masa, el escolapio P. Benito de San Pedro (1784) reconoció el lugar. Elaboró un documento que permite evaluar:

6.3.1.) Las causas, incluidos los condicionantes geológico-geomorfológicos y el agente desencadenante,

6.3.2.) Las características del movimiento: tamaño, velocidad, mecanismos.

6.3.3.) La edad.

Esta información del escolapio se completa e intepreta con la procedente de otras fuentes coetáneas y de nuestras propias observaciones sobre el terreno y la foto aérea.

6.3.1.) Dos argumentos esgripe el P. Benito como causas «mui determinadas, i evidentes» del movimiento:

a) en primer lugar las *lluvias*.

Ese año (1783) había sido especialmente lluvioso: al hundimiento «avian precedido lluvias mui copiosas, i frecuentes casi por dos meses i medio, i grandes avenidas e inundaciones del Xucar por todas las esplanadas, que circuyen a los expresados Montes». Por su parte Pelufo (1935) habla de una avenida del Xúquer el día 6 de octubre de 1783 «tan imponente y furiosa..., que el rio formó cauce nuevo, frente a la partida del Toro, dejando en seco el antiguo;...» y de otra del 24 de noviembre de 1783 que fue tanto o más importante que la anterior (Tabla 1).

Como colofón en la noche del 24 al 25 «desde las 9 a las 12 de la noche corrió una tempestad deshecha de truenos, relampagos, i rayos, i un aguacero tan terrible, i copioso que no ay memoria de otro mayor» (San Pedro, 1784, p. 5).

b) en segundo lugar, el escolapio cita también un condicionante de tipo *geológico-geomorfológico*.

«... el Monte está lleno de humor petrífico por donde van creciendo y consolidándose sus piedras con las aguas, los soles, los aires y los años. Por la parte interna de la Montaña se advierten varios bancos de greda, i marga de varios colores, blanquecina, amarilla, i roja, la cual puesta en el agua, o mui humedecida, se desle i forma como una marga suelta a manera de la cal viva mui remojada. En la superficie de dicho Monte entre las piedras que presenta, está cubierto de una tierra porosa que se embeve facilmente las aguas, i se halla dispuesta a petrificarse».

El naturalista describe la litología arcillosa y arenosa de la facies Weald, en el interior de la montaña, y en la parte alta, la formación carbonatada del Kimmeridgiense. Pero sobre todo, explica de manera muy sugestiva el proceso de carstificación en sus dos vertientes, disolución y recristalización, y la propiedad de la arcilla en combinación con la arena fina allí presente de cambiar de consistencia, de «licuarse»: «se desle y forma como una marga suelta». Así lo señala Cavanilles (1795-97): «En nuestros días se ha visto hundirse a bastante profundidad una porción considerable del monte de Corvera, después de grandes lluvias, saliendo marga líquida de sus cimientos». Cavanilles sintetiza el artículo de San Pedro (1784) sin citarlo y sin aportar nuevos datos, por lo que creemos que la frase «saliendo marga líquida de sus cimientos» es su interpretación del texto de San Pedro arriba transcrito.

Además destaca la facilidad de infiltración en el terreno carstificado. Debieron existir surgencias en la propia vertiente, al menos la del Baladre.

El proceso se desencadena, por tanto, de manera ya conocida: los niveles freáticos se elevan mucho tras los dos meses y medio de lluvias en los estratos calcáreos/dolomíticos arenosos y por ende carstificados del Kimmeridgiense, que buzan hacia el N/NNE, esto es, contra cauce y subya-

cen a las capas impermeables de la facies Weald. El agua en la base del Weald provocará el cambio de consistencia de las arcillas lagunares en contacto.

c) Aparte de los argumentos aportados en el texto se desea traer aquí a colación otra causa indirecta: *los sismos*.

En 1748 aconteció el terremoto de Montesa (fuerza IX, con epicentro a unos 30 km de Alzira en línea recta). Pelufo (1935), buen conocedor de la documentación municipal de Alzira, escribe que: «En 23 de marzo (1748) se experimentó un horroroso terremoto, al que siguieron otros más...». Bien pudo ser el terremoto de Montesa un elemento preparatorio del terreno. Más adelante, hace alusión a «los repetidos terremotos y pertinaces lluvias» de 1779. Mezcua y Martínez Solares (1983) catalogan uno acaecido precisamente el 25.11.1783 con epicentro en Valencia, concretamente en Catarroja, a unos 28 km en línea recta de la Muntanya Assolada, sin más información. ¿Fue éste el elemento desencadenante?

6.3.2) Respecto a las características del movimiento de masa, se está aludiendo desde el principio incorrectamente a un único movimiento, ya que de la descripción de San Pedro, corroborada por la imagen aérea, se desprende que fueron al menos dos... «dicho Monte se avia hundido considerablemente por sus vandas del Norte, i del Mediodia, aviendose como desprendido la tierra, i peñas de casi todo el desde cerca de la cumbre hasta lo inferior de su falda; solo la punta de la misma cumbre presenta su situación antigua, i natural; en todo lo demás se advierten sus partes hundidas, muchas grietas, aberturas, i cavernas (—véase aquí el papel del carst—) unas mas anchas, i profundas, otras más someras i angostas; i no hundido por igual, sino que por partes se ve más rebajado, i sumido, por partes menos, i en algunos de sus puntos no parece ha hecho el menor movimiento».

No hay que olvidar, entre las causas, la presencia de la *falla* que corta la cima del cerro y que constituye una parte de la superficie de rotura en cabecera.

a) tamaño:

«... se hundió el flanco septentrional del monte de la Font del Baladre en una superficie de 190 anegadas (San Pedro, 1784) cada una de 450 varas».

Según esto el movimiento afectó aproximadamente a 15'8 ha.

b) velocidad.

Quizá lo más sorprendente del movimiento sea su lentitud: «el hundimiento no ha sido súbito, i repentino, sino que lenta, i sucessivamente se va sumergiendo; pues continuavan en formarse nuevas grietas, i en desprenderse peñascos el dia 3 de Deciembre en que passò a reconocerlo el que hace esta descripcion, como el mismo lo viò estando cerca de su cumbre».

A pesar de la parcial licuefacción de la marga/arcilla/arena fina, a pesar de los elevados niveles freáticos y a pesar del posible desencadenamiento a cargo de un terremoto la masa de tierra se desplazó poco a poco ladera abajo.

c) mecanismo.

San Pedro describe i) la conversión de la greda en un flujo más o menos viscoso: «Las lluvias copiosas, i repetidas de tantos días han calado, y humedecido con excesso los bancos de greda, i marga de que abunda lo interior de la Montaña en términos que se ha desleído, i como derretido dicha greda y

ii) el desplazamiento de los peñascos sobre este material, hacia las zonas más bajas, el centro del movimiento y la base: «Los peñascos de la cumbre, i piedras de la superficie que con los años han crecido, i se han consolidado, gravitan mas a proporcion contra el centro, i base, la que encontrándose llena de materia floja, i desleida ha rebentado por los costados, sacando por ellos porcion de esta massa gredosa desleída en cantidad, i gruesso de mas de 6 palmos, como se observa en toda la circunferencia de la base; i en la misma razon ha hecho su movimiento, i se ha rebajado, o sumergido el resto de la Montaña en unas partes mas, en otras menos, según la cantidad de marga, i greda desleída que en cada una se contenia». El movimiento de los peñascos conlleva, por tanto, la migración de la greda en estado plástico o licuada, que parece formar a modo de *levées* laterales, la base del movimiento y un pie de arcilla/marga y arena fina en una mezcla viscosa.

6.3.3.) La edad: Un movimiento no aislado

San Pedro (1784) dice: «Este Phenomeno que no es el primero de esta especie que ha sucedido en aquellas inmediaciones...» y así lo recoge Cavanilles y lo confirma la pequeña cartografía de Surió y Cano (1981). En el siglo XVIII se conocían, por tanto, más de ellos. Surió y Cano (1981)

así lo constataron también mediante la consulta de varios ejemplares del *Diario de Valencia* de 1790 y 1791 y cartografiaron dos movimientos semejantes más al pie del Tallat Roig, muy inmediatos al de la Muntanya Assolada.

6.4. En conclusión:

Las altas presiones en los poros que se generan en el contacto roca calcoaarenosa/arcillas Weald, y en el interior de las arenas Weald limitadas por las coetáneas arcillas, provoca la licuefacción local de las arcillas o margas.

El movimiento se produce sobre una superficie de cizalla preexistente, de tipo tectónico, formada por el plano de la falla de la cima y la superficie estratigráfica entre arcillas y resto. Comenzó como un deslizamiento o transporte sobre una banda casi líquida—, junto a esta ladera, al pie del Tallat Roig, Surió y Cano (1981) encontraron a media ladera una superficie de deslizamiento coincidente con los planos estratigráficos. Una vez iniciado desencadena en los bordes desprendimientos de bloques de tierra, que a su vez desestabilizan el tramo de ladera inmediatamente superior, y no todos esos bloques evolucionan de la misma manera. El proceso se complica, por ejemplo, y evoluciona hacia una colada de barro o flujo al pie, con formación de *levées* laterales. Pelufo (1935) recogió el testimonio de dos hombres «que vieron como rodaban hacia abajo los grandes peñascos de este monte unas zonas hundidas entre otras elevadas, donde los bloques de tierra y los de caliza preexistentes sobre la ladera, quedan más o menos transformados y desplazados.

Indica San Pedro este mecanismo por la observación de dos cuestiones:

«—La primera por la copia de greda desleída, mui fina, i suavissima al tacto que se halla en la circunferencia, i pie de la base. La segunda porque el hundimiento del Monte es desigual en la superficie, en unas partes mas, en otras menos, en otras nada, a proporcion de la mayor o menor cantidad de greda sobre que gravita».

BIBLIOGRAFIA

ACTAS de sesiones del Ayuntamiento de Alzira. Acta del 26 de noviembre de 1783, folio 103-104.

ARENILLAS, M. *et al.* (1985) «La avenida extraordinaria del Júcar de 20 de Octubre de 1982», en *Catástrofes Naturales*, Valencia, Publicaciones de la Cátedra de Geologia Aplicada a las Obras Públicas de la Universidad Politéctina de Valencia, pp. 17-49.

BAZZANA, A.; FERRER, A.; GUIFFRAY, A.; MIRALLES, I.; SANZ, J. (1980) «Informe sobre el primer sondeo medieval en la ciudad de Alzira», Original mecanografiado.

BOIX, V. (1865) *Memoria histórica de la inundación de la Ribera de Valencia en los días 4 y 5 de noviembre de 1864*, Valencia, La Opinión, 260 pp.

BOSCH, M. (1866) *Memoria sobre la inundación del Júcar, presentada al ministerio de Fomento*, Madrid, IMPRENTA Nacional, 424 pp.

BUTZER, K.W. *et al.* (1983) «Las crecidas medievales del río Júcar según el registro geoarqueológico de Alzira», *Cuadernos de Geografía*, nº 32-33, pp. 311-332.

CALVO, A. y FUMANAL, Mª P. (1983) «Repercusiones geomorfológicas de las lluvias torrenciales de octubre de 1982 en la cuenca media del río Júcar», *Cuadernos de Geografía* nº 32-33, pp. 101-120.

CARMONA, P. (1990) *La formació de la plana al·luvial de València, Geomorfología, hidrologia i geoarqueologia de l'espai litoral del Túria*, València, IVEI.

CARMONA, P. y FUMANAL, Mª P. (1984) «Notas sedimentológicas sobre el poblado de Benivaire» *Cuadernos de Geografía*, nº 35 pp. 153-162.

CARMONA, P. y FUMANAL, Mª P. (1985) «Estudio sedimentológico de los depósitos de inundación en la Ribera del Xúquer (Valencia), en octubre de 1982», *Cuadernos de Investigación Geográfica* Tomo XI, pp. 65-74.

CAVANILLES, A.J. (1795-97) «*Observaciones sobre la Historia Natural, Geografía, Agricultura, Población y Frutos del Reyno de Valencia*», 2 vols., Ed. CSIC, Dpto. de Geografía, Zaragoza, 1958, 2ª edic., 236 y 338 pp.

DUMAS, B. (1977) *Le Levant Espagnol. La Genèse du relief*. Thése de Doctorat d'Etat, Université Paris-Val de Marne, 520 pp.

ENGUIX, R.: MARTÍ, B. (1983) «La Cultura del Bronce Valenciano y la Muntanya Assolada de Alzira: Aproximación al estado actual de su investigación», *Archivo de Prehistoria Levantina*, vol. XVIII, pps. 241-250.

FERRER, A. (1987) «Memorias de las Excavaciones de Urgencia en el Mercat Vell, Murallas Medievales. Alzira-Valencia», Original mecanografiado.

FERRER, A. (1988) «Las inundaciones del Xúquer. Aproximación al estudio de sus orígenes», Ruta Santa Mª del Lluch, Alzira, pp. 12-14.

FERRER, A.; ALTUR, A. y PELUFO, M.A. (1990) «Informe preliminar de las excavaciones de urgencia de la plaza del Sufragio (Alzira) 1989-90», Original mecanografiado.

FERRER, A.; MARTÍNEZ, F.; RIVAS, L. (1983) «Informe preliminar sobre las excavaciones arqueológicas del «Mercat Vell» Alzira-Valencia», Original mecanografiado.

FERRER, V. (1985) «El contacte entre la Ribera del Xúquer i les raiguers de les muntanyes de Carcaixent», *Cuadernos de Geografía*, 36, p. 1-20.

GARÍN ORTIZ DE TARANCO, F. (1971) «El templo protogótico de Ternils», *Archivo de Arte Valenciano*, año XLII, pp. 8-10.

GÓMEZ ORTEGA, J. *et al.* (1866) *estudio de las inundaciones del Júcar por...*, Valencia, facsímil editado por la Confederación Hidrográfica del Júcar, 282 ff+mapas.

GOY, J.L.; REY, J.; DÍAZ DEL RÍO, V.; ZAZO, C. (1987) «Relación entre las unidades geomorfológicas cuaternarios del litoral y de la Plataforma interna-media de Valencia (España): implicaciones paleogeográficas» *Geol. ambien. y orden. del territo. Comunicaciones* Vol. II, pp. 1369-1381.

IGME (1982) «*Memoria del Mapa Geológico de España. Alcira. E. 1:50.000*» Hoja nº 770, Min. Ind., Madrid, pp.

IGN (1980) *MTN E. 1:25.000, Alcira*, 770-I, Madrid.

LA ROCA, N. y CARMONA, P. (1983) «Fotointerpretación de la Ribera del Xúquer después de la inundación de octubre de 1982», *Cuadernos de Geografía* nº 32-33, pp. 121-134.

MARTÍ, B. (1983) «La Muntanya Assolada (Alzira, Valencia)», *Lucentum*, II, pp. 443-67.

MARTÍ, B. y ENGUIX, R. (1988) «Muntanya Assolada», *Memòries Arqueològiques a la Comunitat Valenciana 1984-1985*, Conselleria de Cultura, E. i C., Valencia, pp. 206-209.

MATEU, J.F. (1980) «El llano de inundación del Xúquer (País Valenciano): geometría y repercusiones morfológicas y paisajísticas», *Cuadernos de Geografía*, nº 27, pp. 121-142.

MATEU, J.F. (1983) «La ciència i la tècnica davant les revingudes del Xúquer (1635-1905): Notes preliminars», *Cuadernos de Geografía*, nº 32-33, pp. 243-264.

MATEU, J.F. (1983) «Aluvionamiento medieval y moderno en el llano de inundación del Júcar», *Cuadernos de Geografía*, nº 32-33, pp. 291-310.

MATEU, J.F. (1983) «La inundación de la Ribera del Júcar (20-21 de octubre de 1982)», *Estudios Geográficos*, nº 170-171, pp. 187-221.

MATEU, J.F. (1988) «Crecidas e inundaciones en el País Valenciano», *Guía de la Naturaleza de la Comunidad Valenciana*, Valencia, Generalitat Valenciana, pp. 595-654.

MATEU, J.F. (1989): «Ríos y ramblas mediterráneos», en GIL OLCINA, A. y MORALES GIL, A. (Edit).: *Avenidas fluviales e inundaciones en la cuenca del Mediterráneo*, Alicante, Instituto Universitario de Geografía de la Universidad de Alicante, pp. 133-150.

MATEU, J.F. (1990) «Avenidas y riesgos de inundación en los sistemas fluviales mediterráneos de la Península Ibérica, «Boletín de la Asociación de Geógrafos españoles» nº 10, pp. 45-86.

MATEU, J.F.; MARTÍ, B.; ROBLES, F.; ACUÑA, J. (1985) «Paleogeografía litoral del golfo de Valencia durante el Holoceno inferior a partir de yacimientos prehistóricos», en: *Pleistoceno y Geomorfología litoral*. Homenaje a Juan Cuerda, Universitat de Valencia, Zürich, Palma de Mallorca, 1985. pág. 77-102.

MATEU, J.F. y MARTÍ, M. (1987) «El registre geoarqueològic de l'ermita de Ternils (Ribera del Xúquer)», *Debats*, nº 21, pp. 20-21.

MEZCUA, J. y MARTÍNEZ SOLARES, J.M. (1983) «*Sismicidad del aérea iber-mogrebí*» IGN, Pres. de Gobierno, Publ. nº 203, Madrid, 299 pp.

OROVAL TOMÁS, V. (1974) «El poblament de Carcaixent», *Primer Congrés d'Història del País Valencià*, tomo II, València, pp. 49-62.

PEDRO MICHÓ, M.J. de (1990) «Sant Roc de Ternils. Carcaixent, la Ribera Alta», *Excavacions arqueològiques de salvament a la Comunitat Valenciana 1984-1988, II, Intervencions rurals*, Generalitat Valenciana, València, pp. 138-140.

PELUFO, V. (1935) «Inundaciones, terremotos, pestes y otras calamidades que ha sufrido Alcira», *Revista Xúcar*, nº 2, Alcira, octubre 1935.

PÉREZ CUEVA, A. (1988) «Los ríos valencianos y su régimen» *Guía de la Naturaleza de la Comunidad Valenciana*, Valencia, Edicions Alfons el Magnànim, pp. 103-134.

ROSSELLÓ, V.M. (1969) *El litoral valencià*, València. L'Estel, serie taronja, 2 vols.

ROSSELLÓ, V.M. (1971) «Notas sobre la geomorfología litoral del sur de Valencia (España)», *Quaternaria*, 14, pp. 102-123.

ROSSELLÓ, V.M. (1972) «Los ríos Júcar y Túria en la génesis de la Albufera de Valencia», *Cuadernos de Geografía* nº 11, pp. 7-25.

ROSSELLÓ, V.M. (1983 a) «La formación de la riada del Júcar (20-21 octubre 1982) aguas arriba de Tous», *Estudios Geográficos*, nº 170-171, pp. 171-186.

ROSSELLÓ, V.M. (1983 b) «La revinguda del Xúquer i el desastre de la Ribera (20-21 octubre 1982). Una perspectiva geogràfica», *Cuadernos de Geografía*, nº 32-33, pp. 3-38.

ROSSELLÓ, V.M. *et al.* (1983) «La riada del Júcar (octubre 1982)» *Cuadernos de Geografía* nº 32-33, 331 pp.

ROSSELLÓ, V.M. y MATEU, J.F. (1987) «El espacio deltaico Túria-Xúquer», dans BETHEMONT, J. et VILLAIN-GANDOSSI, CH. (Edit.): *Les deltas mediterranéens.*

ROSSELLÓ, V.M. (1985) «El Pleistocè marí valencià. Història de la seva coneixença». En: *Pleistoceno y Geomorfologia litoral*, Homenaje a Juan Cuerda. Univ. Valencia, Eidg. Tech. Hochs. Zürich, Univ. Palma de Mallorca, 1985, pág. 135-174.

ROSSELLÓ, V.M. (1989 a) «Los llanos de inundación» en GIL OLCINA, A. y MORALES GIL, A, (Edit.): *Avenidas fluviales e inundaciones en la cuenca del Mediterráneo*, Alicante, Instituto Universitario de Geografía, pp. 243-283.

SANJAUME, E. (1985) *Las costas valencianas. Sedimentología y geomorfología* Universidad de Valencia. 505 pp.

SAN PEDRO, B. de (1784) «*Descripción del hundimiento y cortaduras del Monte del Baladre, territorio de Alzira*», Valencia.

SEGURA, F. (1990) *Las ramblas valencianas. Algunos aspectos de hidrología, geomorfología y sedimentología*, Valencia, Sección de Geografía de la Universidad de Valencia, 229 pp.

SURIÓ, R.M. y CANO, E.J. (1981) «La Muntanya de l'Aixavegó: un caso histórico de deslizamiento de grandes proporciones en la Ribera», *Cuad. de Geogr.*, 29, Valencia, pp. 151-160.