
Estudio geoarqueológico de los registros holocenos del sector central
del valle del Ebro.

Ana Constante Orrios

Tesis Doctoral
Universidad de Zaragoza

<http://zaguan.unizar.es>

TDR-UZ [Tesis Doctorales en Red Universidad de Zaragoza]



Biblioteca
Universitaria

Universidad Zaragoza



Dpto. de Geografía
y Ordenación del Territorio
UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA

2009

A. Constante Orrios

Estudio geoarqueológico de los registros holocenos del sector central del valle del Ebro

ESTUDIO GEOARQUEOLÓGICO
DE LOS REGISTROS HOLOCENOS
DEL SECTOR CENTRAL DEL VALLE DEL EBRO

Ana Constante Orrios
Memoria de Tesis Doctoral

Universidad de Zaragoza
Facultad de Filosofía y Letras
Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio

Estudio geoarqueológico de los registros holocenos del
sector central del valle del Ebro

por

Ana Constante Orrios

Bajo la dirección del Dr. José Luis Peña Monné

Memoria presentada para optar al grado
de Doctora en Geografía por la Universidad de Zaragoza

Zaragoza, Febrero de 2009

Agradecimientos

El presente trabajo se ha realizado bajo la dirección del Dr. José Luis Peña Monné, catedrático de Geografía Física del Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio de la Universidad de Zaragoza, con la ayuda de la beca para la Formación de Personal Investigador concedida en 2004 por la Diputación General de Aragón. El estudio se ha llevado a cabo en el marco de actividades del Grupo consolidado de investigación del Gobierno de Aragón PALEOQ y del Proyecto BTE2003-01296 del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

En primer lugar, quiero expresar mi más sincero agradecimiento a mi director de tesis, el Dr. José Luis Peña, con quien ha sido un gran honor y un placer trabajar, por la confianza que depositó en mí desde el primer momento, por sus valiosos y acertados consejos, su paciencia, su interés en mi futuro profesional y su implicación en este trabajo. A él debo mi formación y la experiencia adquirida en estos años.

El área de estudio, como se verá, se extiende en buena medida hacia el interior del Campo de maniobras militares de San Gregorio, por lo que existía la necesidad de realizar trabajos de campo en su interior. Esto ha sido posible gracias a la colaboración del personal del Centro de Adiestramiento San Gregorio, donde no han dudado en permitirnos el acceso a la zona de estudio, acompañándonos y velando siempre por nuestra seguridad.

La interdisciplinariedad que subyace en la temática de esta tesis ha requerido la colaboración de especialistas en diferentes materias relacionadas con ella, sin los que no hubiera sido posible llevar a buen término el presente trabajo. Ha sido de gran ayuda el asesoramiento en cuestiones arqueológicas del Dr. Jesús Picazo y de D. Fernando Pérez-Lambán, arqueólogos de la Universidad de Zaragoza, así como de los también arqueólogos Francisco de Asís Escudero, Francisco Javier Gutiérrez e Isidro Aguilera, quienes no han dudado en facilitarnos información y material necesario para la elaboración de este estudio. Asimismo, ha sido de gran importancia la contribución en los aspectos sedimentológicos del Dr. Arsenio Muñoz, geólogo de la Universidad de Zaragoza, así como la colaboración en distintas cuestiones del trabajo de los doctores Miguel Sánchez-Fabre, Asunción Julián, María Teresa Echeverría,

Miguel Ángel Saz y Carlos Sancho, geógrafos y geólogo de la Universidad de Zaragoza.

Quiero agradecer especialmente al Dr. Luis Alberto Longares su ayuda en la realización de esta tesis, tanto por su apoyo moral y sus dosis de optimismo como por estar siempre dispuesto a ayudarme, acompañarme al campo y asesorarme en diferentes aspectos de la tesis. Y a Dña. Marta Espinalt, dispuesta en cualquier momento a prestar ayuda en todo aquello que se precie.

También deseo agradecer a mis amigas/os y a mi familia toda su comprensión y los ánimos que me han dado durante este periodo.

Y muy especialmente a mis padres, Juan Luis y María Pilar, y a Eloy y Fernando, mi marido, quienes me han animado a seguir adelante en los momentos bajos, me han apoyado y, sobre todo, han confiado en mí.

A Fernando

A mis padres

A Eloy, *in memoriam*

ÍNDICE

Introducción	1
1. EL CONTEXTO GENERAL DEL ÁREA DE ESTUDIO	11
1.1. El marco geológico y geomorfológico	12
1.2. Las acumulaciones cuaternarias	18
1.3. Las formas de relieve holocenas y actuales	24
1.4. Las características climáticas	26
1.5. Hidrología del río Ebro y de sus afluentes	29
1.5.1. Las crecidas en el tramo medio del Ebro	32
1.5.2. Los afluentes principales: ríos Gállego, Jalón y Huerva	34
1.6. Los componentes bioedafológicos	37
1.6.1. La cubierta edáfica	38
1.6.2. La vegetación	40
2. LOS ESTUDIOS DEL HOLOCENO Y LA APLICACIÓN DE LA GEOARQUEOLOGÍA EN EL NORESTE DE ESPAÑA	47
2.1. La división paleoambiental del Holoceno según diferentes criterios	48
2.2. Las técnicas de datación aplicables al Holoceno	56
2.3. La Geoarqueología como técnica para el estudio del Holoceno	59
2.3.1. Los estudios geoarqueológicos en el ámbito mediterráneo	64
2.3.2. Estado de la cuestión en el NE de España	67
3. LOS REGISTROS MORFOSEDIMENTARIOS HOLOCENOS	73
3.1. Los valles de fondo plano y los conos aluviales	77
3.1.1. El sector de Alagón-Juslibol	80
3.1.1.1. El barranco de la Virgen	81
3.1.1.2. El barranco de Casa de la Pola	110
3.1.1.3. El cono del Sisallar	119
3.1.1.4. Los conos de Utebo del escarpe de Utebo	128
3.1.1.5. Los conos de la Val de la Señora	129
3.1.1.6. El barranco y cono de Alfocea	138
3.1.1.7. El barranco de Miranda	148

3.1.2. El sector de La Puebla de Alfindén-Osera	158
3.1.2.1. El barranco de las Casas	159
3.1.2.2. Los barrancos entre La Puebla de Alfindén y Nuez de Ebro	165
3.1.2.3. La val de Nuez	167
3.1.2.4. El barranco de Villafranca	172
3.1.2.5. El barranco del Portazgo	176
3.1.2.6. Barrancos cortos del escarpe Osera	180
3.1.2.7. La val de Osera	182
3.1.3. Los valles colgados y su importancia geomorfológica	191
3.1.4. Conclusiones parciales de la evolución de vales y conos	196
3.2. Procesos y formas de ladera	212
3.2.1. Tipología de laderas	214
3.2.2. Los registros sedimentarios holocenos de laderas	230
3.2.2.1. Laderas del Castillo de Pola	230
3.2.2.2. Laderas de El Castellar	233
3.2.2.3. Laderas y abrigo de Utebo	237
3.2.2.4. Laderas del barranco de Miranda	240
3.2.2.5. Laderas del Picote de San Martín (Juslibol)	242
3.2.2.6. Laderas del Torreón de La Puebla de Alfindén	244
3.2.2.7. Laderas del Castillo y del barranco de Alfajarín	246
3.2.2.8. Laderas del sector entre Alfajarín y Villafranca	250
3.2.2.9. Laderas del escarpe de Osera	252
3.2.3. Conclusiones parciales de la evolución de las laderas	255
3.3. El Holoceno fluvial en la ciudad de Zaragoza	260
3.3.1. Acumulaciones holocenas de la ciudad de Zaragoza	262
3.3.2. Emplazamiento de Zaragoza	264
3.3.3. La ciudad y su relación con el río Ebro: Las Balsas de Ebro Viejo	267
3.3.4. La muralla romana de Zaragoza	269
3.3.4.1 Aspectos geoarqueológicos del sector del Santo Sepulcro	272
a. Los niveles de ánforas y las crecidas del Ebro	276
b. Los niveles prerromanos	283
3.3.4.2. La muralla romana de San Juan de los Panetes	287
3.3.5. El teatro romano de <i>Caesaraugusta</i>	293

3.3.6. La topografía de la ciudad y la polémica sobre su abastecimiento de agua	297
3.3.7. Conclusiones parciales de los ríos principales	304
4. VALORACIÓN DE LOS RESULTADOS	307
5. CONCLUSIONES	317
Bibliografía	325
Anexo Cartográfico. Mapa geomorfológico general	351
Relación de Fotos	353
Relación de Figuras	359
Relación de Tablas	363

INTRODUCCIÓN

El área de estudio abarca los alrededores de la ciudad de Zaragoza, en el sector central de la Depresión del Ebro, en el Noreste de España.

La cuenca del Ebro, que presenta una morfología triangular, está delimitada por relieves de importante entidad topográfica, como son los Pirineos y los Montes Vasco-Cantábricos al Norte, la Cordillera Ibérica al Sur y la Cordillera Costera Catalana al Este (Fig. 1).

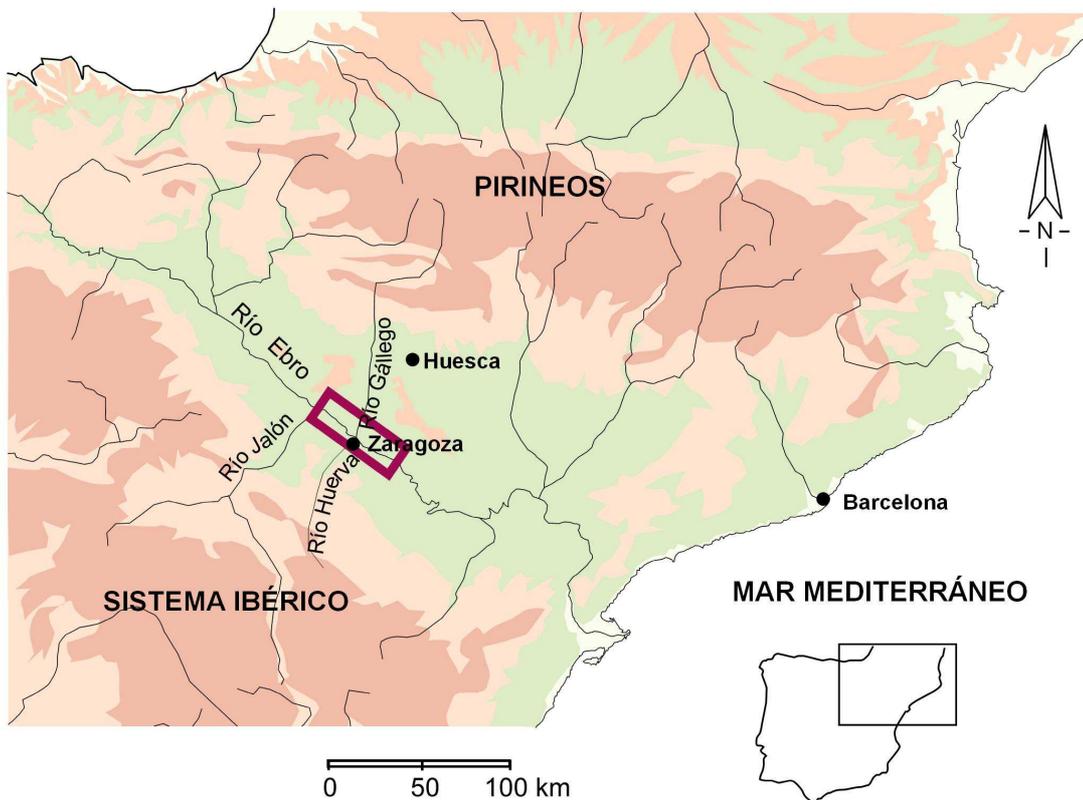


Fig. 1. Mapa de situación, donde se ubica el área de estudio en el Noreste peninsular.

El río Ebro, colector principal que jerarquiza la red fluvial de la cuenca que lleva su nombre, la surca siguiendo una dirección aproximada NO-SE hasta desembocar en el mar Mediterráneo, generando el Delta del Ebro. A su paso por la zona de estudio, el Ebro presenta un trazado meandriforme que seguramente ha mantenido durante el Holoceno, lo que le ha conferido un gran valor morfogenético por su susceptibilidad a los desbordamientos en eventos de crecida y por presentar una elevada dinámica de sus meandros.

El perfil transversal del valle del Ebro en su tramo medio es disimétrico, debido al desplazamiento del río hacia el Norte durante el Pleistoceno superior-Holoceno, de manera que el margen septentrional del valle lo constituye un escarpe, que se extiende desde Alagón hasta Osera, mientras que el meridional se compone fundamentalmente de un sistema escalonado de terrazas fluviales cuaternarias. El escarpe Norte constituye uno de los paisajes más peculiares del sector central de la Depresión del Ebro, superando los 80 m de altura y los 70 km de longitud, modelado en los yesos miocenos.

Este escarpe ha llamado siempre la atención de los geomorfólogos por su trazado casi rectilíneo y por el acusado desnivel que presenta respecto a la llanura aluvial, motivos por los que fue interpretado en un primer momento como un accidente tectónico. Sin embargo, ya fue constatado por Ibáñez y Mensua (1976), Pellicer *et al.* (1984) y Gutiérrez *et al.* (1994) que la forma escarpada es consecuencia de la actividad reciente de los procesos de ladera tales como deslizamientos, volcaduras y desprendimientos de ladera. Por otra parte, Peña (1996) señala que los valles colgados existentes en la zona alta del escarpe presentan rellenos del Holoceno superior, por lo que la morfología general del escarpe actual es el resultado de la interacción entre el sistema de meandros del Ebro y la evolución de laderas y valles laterales durante el Holoceno.

De hecho, la proximidad o lejanía del cauce al escarpe ha condicionado la pendiente y extensión de los conos que invaden la llanura aluvial, llegando en ocasiones a ser erosionados por completo cuando el río discurre adosado a la base del escarpe. En lo referente a este último, el Ebro ha influido decisivamente en su evolución reciente, puesto que también dependiendo de si el río discurre cerca, lejos o junto a él, su dinámica de laderas es muy diferente, tendiendo a estabilizarse cuando el río está alejado y reavivándose cuanto más próximo se encuentra a su base.

Dentro de este contexto geográfico general, la zona de trabajo comprende de manera aproximada el tramo del valle del Ebro situado entre las localidades de Alagón y Osera, teniendo como punto intermedio la ciudad de Zaragoza. El estudio se centra principalmente en la margen izquierda del Ebro, donde se alza el prominente escarpe tallado en los yesos miocenos y se prolonga por el

fondo aluvial hasta la margen derecha para abarcar la ciudad de Zaragoza y su contacto con el bajo Huerva.

En este sector de la Depresión del Ebro, la presencia de litologías fácilmente erosionables, como son los yesos miocenos de la *Formación Zaragoza*, ha dado lugar a que la erosión generada durante el Holoceno se haya visto magnificada en determinados momentos por la rápida respuesta de estas litologías ante cualquier cambio ambiental, tanto por la acción humana sobre la vegetación como por las fluctuaciones climáticas, y por supuesto, también por la combinación de ambas. La consecuencia de estos procesos es la gran cantidad de registros sedimentarios que han quedado en el relieve tras sucesivas etapas de acumulación e incisión. Los medios más interesantes en este ámbito morfoclimático semiárido corresponden a las laderas, los conos aluviales de la red secundaria, los niveles de relleno de la red de valles de fondo plano y las llanuras aluviales de los ríos principales.

Los grupos humanos se han emplazado desde antiguo en las proximidades de los recursos hídricos, bien superficiales o bien subterráneos, con el fin de abastecerse del agua necesaria para su supervivencia y para el desarrollo de sus actividades. Por este motivo, son numerosos los yacimientos arqueológicos pertenecientes a diferentes etapas culturales localizados en los ámbitos aluviales. La abundancia de restos arqueológicos, unida al elevado dinamismo morfogenético de este tipo de medios sedimentarios, proporciona un registro más o menos continuo de la evolución ambiental y paisajística del entorno estudiado.

El ámbito mediterráneo constituye un espacio propicio para realizar estudios interdisciplinares relacionados con los cambios ambientales, puesto que se encuentra en una posición transicional desde el punto de vista bioclimático y morfogenético. Esto hace que sea un medio natural más frágil y más sensible a las pequeñas fluctuaciones climáticas holocenas así como a los cambios inducidos por las actividades de las sociedades humanas.

Por su parte, las fluctuaciones climáticas han visto incrementada su frecuencia a través del tiempo desde las primeras etapas del Holoceno hasta la actualidad. Este aumento en la inestabilidad climática tiene su reflejo inmediato en el paisaje, provocando inquietud e interés en la sociedad por averiguar qué

repercusiones tendrá la evolución futura del clima sobre el desarrollo de sus actividades socio-económicas.

Si se lograra llegar a averiguar el mecanismo responsable de los procesos geomorfológicos que caracterizan el Holoceno se podrían interpretar y explicar las consecuencias morfogenéticas resultantes de las fluctuaciones climáticas que están teniendo lugar en la actualidad, según se extrae de los escenarios del cambio global. Desde este punto de vista, se podría incluso llegar a realizar predicciones de tendencias futuras en la evolución del paisaje (Emeis y Dawson, 2003).

No obstante, es importante señalar que es muy complicado distinguir los cambios acontecidos por causas naturales de aquellos provocados por las actividades humanas. Si bien es cierto que el ser humano es capaz de generar procesos de sedimentación e incisión similares a los que desencadenaría un cambio en las condiciones climáticas, este último afectaría a un territorio mucho mayor, al menos de carácter regional. Sin embargo, es necesario tener en cuenta que el hombre puede acentuar o atenuar rupturas morfodinámicas producidas por causas naturales (Jordà y Vaudour, 1980). Por ello, el problema radica en la diferenciación de un origen específico u otro, aunque en la mayoría de los casos suele darse una convergencia de ambos factores, en donde lo que cabe es intentar establecer la predominancia de uno u otro.

La metodología geoarqueológica resulta la más adecuada a la hora de realizar reconstrucciones paleoambientales y paleoculturales, ya que combina los métodos propios de la Geomorfología con los de la Arqueología. Esto hace posible que el hallazgo de restos de materiales de origen antrópico en el registro sedimentario, aunque no se encuentren *in situ*, permita deducir la influencia que el ser humano ha ejercido sobre el medio físico, así como la celeridad con que se han producido los procesos geomorfológicos.

1. Objetivos

Las investigaciones realizadas hasta el momento por diferentes autores en el Noreste peninsular y, en especial, en el centro de la Depresión del Ebro han revelado el funcionamiento conjunto generalizado existente entre las diferentes formas de relieve. Esto puede hacer pensar en las pequeñas fluctuaciones climáticas holocenas como responsables de la evolución geomorfológica de este ámbito semiárido. Sin embargo, la riqueza prehistórica e histórica del valle del Ebro ha desembocado en numerosos hallazgos de restos arqueológicos de diferentes etapas culturales en los depósitos sedimentarios. En consecuencia, estos han de ser tenidos en cuenta a la hora de valorar las posibles causas de la alternancia entre procesos de acumulación y de incisión constatada en este sector.

En esta tesis se intenta aportar datos sobre la evolución reciente del escarpe de yesos mediante el estudio de los registros sedimentarios holocenos existentes en las proximidades de la ciudad de Zaragoza, en el tramo medio del río Ebro y los cursos bajos de los ríos Jalón, Huerva y Gállego. En concreto, se han estudiado los rellenos sedimentarios de los valles de fondo plano, los conos aluviales de los cursos fluviales secundarios, las laderas y las llanuras aluviales de los ríos principales.

Si bien el paisaje del escarpe presenta una intensa degradación erosiva, todavía se conservan algunos restos arqueológicos, en ocasiones vinculados con las acumulaciones holocenas, que permiten aproximarnos a la cronología de estas formaciones y a su evolución reciente. También se ha realizado, por otra parte, una interpretación de la génesis de los procesos de relleno e incisión de los valles de fondo plano, en los que parecen haber intervenido causas climáticas y actividad antrópica en diferentes momentos de su evolución. Y es que el aspecto general de nuestros paisajes no sólo se debe a las oscilaciones del clima, sino también a la intensa actividad desarrollada por el ser humano, por lo que la Arqueología se convierte en la fuente que proporciona los datos más fiables de los diferentes momentos culturales del Holoceno, especialmente en el ámbito mediterráneo al proporcionar una conexión entre la actividad antrópica y el medio ambiente local, por lo que la Geomorfología y la Sedimentología con el testimonio conservado de esta interacción. No hay que

olvidar el posible papel jugado por el río Ebro en sus desplazamientos laterales al pie del escarpe. La existencia de tramos de diferente funcionamiento geomorfológico y de distinta cronología puede permitir la aproximación a una evolución geomorfológica del ámbito de estudio aprovechando los registros sedimentarios conservados en diferentes ambientes del escarpe.

En resumen, los objetivos principales de este trabajo de investigación pueden resumirse en los siguientes puntos, los primeros más generales y los siguientes más específicos:

- En primer lugar, el objetivo general es el estudio geoarqueológico y geomorfológico de un espacio geográfico en el que convergen una serie de condiciones -climáticas, litológicas, hidrológicas, culturales, etc- interesantes para tratar de reconstruir la evolución holocena de este sector del valle del Ebro, así como para establecer su relación con los cambios climáticos y las actividades antrópicas. Para ello ha sido de un gran interés la introducción de métodos propios de la Geoarqueología.
- Otro objetivo general ha sido la realización de una cartografía geomorfológica detallada del área de estudio, a partir de las imágenes aéreas a escala 1:40000, que represente espacialmente la Geomorfología actual del conjunto analizado. También se han realizado varias cartografías geomorfológicas de detalle, a escala 1:5000, en los sectores de mayor interés para la investigación.
- De manera más concreta, un objetivo ha sido el establecimiento de las características geomorfológicas del escarpe de yesos comprendido en la zona de estudio.
- El análisis de los diferentes procesos de vertiente identificados a lo largo de todo el escarpe, así como de los conos de deyección depositados en su base por los cursos fluviales de la red secundaria, con el fin de realizar una primera clasificación de las formas en función de su edad mediante el establecimiento de una cronología relativa. Para lograrlo ha sido necesaria la prospección arqueológica en estos registros sedimentarios con el objetivo de localizar en ellos restos arqueológicos que permitiesen llevar a cabo dataciones relativas. En los casos en los

que se han hallado restos orgánicos ha sido posible realizar dataciones absolutas.

- Otro objetivo ha sido el establecimiento de vínculos entre la dinámica hidrogeomorfológica del río Ebro y la evolución del escarpe de yesos a lo largo del Holoceno, reflejados tanto en las formas acumulativas como en las erosivas halladas en las laderas y los conos aluviales del pie del escarpe.
- La elaboración de modelos evolutivos para diferentes momentos del Holoceno en función de la situación de los meandros del río Ebro respecto al escarpe, combinando este factor con el consiguiente comportamiento de la dinámica de vertientes de este relieve de yesos.
- Asimismo, uno de los objetivos de esta tesis ha sido el establecimiento de una secuencia de niveles acumulativos en el interior de los valles de los barrancos principales afluentes del Ebro por su margen izquierda, así como la datación de cada uno de ellos, para averiguar su significado paleoambiental en este sector de la Depresión del Ebro. Con este fin se ha realizado una cartografía geomorfológica detallada a escala 1:5000, a partir de las ortoimágenes del año 1999 de la Diputación General de Aragón.
- La correlación entre las etapas de evolución de los rellenos de valle y las correspondientes a la evolución de las vertientes es otro de los objetivos fundamentales, dado que se parte de la hipótesis de su evolución conjunta.
- El objetivo final del trabajo de investigación ha sido obtener unas conclusiones generales respecto a la evolución paleoambiental de la zona de estudio, en base a los datos previos obtenidos del estudio geomorfológico y geoarqueológico.
- Por último, de manera complementaria, discernir entre causas climáticas o antrópicas en el desencadenamiento de los procesos morfogenéticos, lo cual es muy complicado, más aún en un sistema morfoclimático de tipo semiárido, muy sensible a cualquier cambio ambiental. Este aspecto aún se complica más cuando lo que parece haber es una convergencia

de ambos factores, con repercusiones geomorfológicas, biológicas y paisajísticas.

2. Metodología

La metodología que se ha seguido para el cumplimiento de los objetivos de la tesis ha consistido en la combinación de los métodos propios de los trabajos de Geomorfología con técnicas cartográficas, geoarqueológicas y sedimentológicas.

- En primer lugar, se ha realizado una exhaustiva recopilación de los trabajos geoarqueológicos tanto de carácter general, como del ámbito mediterráneo y de la zona de estudio.
- Se ha realizado una cartografía geomorfológica general del área de estudio, en la que se han representado de manera ordenada todos los componentes del relieve. La cartografía se la elaborado con el uso del estereoscopio a partir de las fotografías aéreas a escala 1:40000 del año 1997, hojas 6477, 6478, 6479, 6480, 6481, 6482, 6483, 6484, 6501, 6502, 6503, 6504, 6505, 6506, 6507, 6508, 6531, 6532, 6533, 6534, 6535, 6536, 6566, 6567, 6568, 6570, 6571, 6572, 6573, 6574, 6590, 6591, 6592, 6593, 6594, 6595 y 6596, y con el apoyo de los mapas topográficos nacionales a escala 1:25000 del Servicio Geográfico del Ejército.
- A continuación se ha elaborado una cartografía de detalle de aquellos lugares de especial interés geomorfológico y geoarqueológico, a partir de las ortoimágenes a escala 1:5000 del Sistema de Información Territorial de Aragón y con el apoyo de las ortofotos estereoscópicas a escala 1:20000 del año 2003 de la Diputación General de Aragón.
- Dicha cartografía se ha digitalizado y editado con posterioridad con el programa informático *Freehand Mx*, que ha sido considerado el más adecuado para representar de manera correcta y clara cada uno de los componentes de los mapas geomorfológicos que se han elaborado, puesto que otros programas informáticos que resultan muy útiles para

otro tipo de trabajos geográficos, presentan sin embargo limitaciones a la hora elaborar una cartografía como la presentada en esta tesis.

- De manera complementaria, se ha utilizado el programa de S.I.G. *ArcView* para la elaboración, a partir de la cartografía topográfica a escala 1:5000 del SITAR (Sistema de Información Territorial de Aragón), de una serie de perfiles longitudinales y transversales de los barrancos más representativos del área de estudio, que posteriormente han sido editados con los programas *Excel* y *Freehand Mx* con el fin de obtener una mejor presentación de los resultados.
- Se han llevado a cabo numerosas salidas de campo para la realización de prospecciones geoarqueológicas en las acumulaciones holocenas con el objetivo de poder ordenarlas cronológicamente a partir del material arqueológico contenido en ellas. El estudio de los registros con intervención de las actividades de las sociedades humanas ha llevado a una estrecha colaboración con arqueólogos de la Universidad de Zaragoza, que habitualmente ya colaboraban con el grupo de investigación y que han aportado información sobre el momento cultural cuando los fragmentos de cerámicas y otros artefactos contenidos en los depósitos sedimentarios así lo han permitido. Para ello se ha procurado no alterar el registro arqueológico, haciéndose las asignaciones cronológicas sin tocar el material de su posición inicial.
- Por otra parte, se han efectuado levantamientos de perfiles estratigráficos detallados en lugares de especial interés geomorfológico y geoarqueológico, aprovechando los cortes localizados en canteras, en las incisiones de los rellenos sedimentarios de las vales y en puntos donde los meandros del Ebro han excavado conos de deyección y formaciones de ladera situados al pie del escarpe principal de yesos. Los estratos sedimentarios y los contactos –erosivos o no- que los separan proporcionan la información necesaria para reconstruir el entorno ambiental que existía en cada una de las etapas culturales identificadas en el área de estudio, así como para establecer la relación entre las actividades humanas y la dinámica paisajística, por lo que la

descripción detallada de los sedimentos y su interpretación estratigráfica son de una gran utilidad en los trabajos de Geoarqueología.

- Para tratar de concretar más las edades de las formas de relieve holocenas se ha procedido a la interpretación arqueológica de la ubicación de restos de cerámicas en el interior de las acumulaciones sedimentarias, así como a la toma de muestras de restos orgánicos (carbón, huesos) para su datación con ^{14}C en el Laboratorio ^{14}C del Geographisches Institut de la Universität Zürich-Irchel (Zurich, Suiza). Las edades calibradas se obtuvieron por el propio laboratorio a partir de la curva de Stuiver y Pearson (1993) y Stuiver *et al.* (1998), elaborada en base a datos dendrocronológicos.
- En los principales barrancos laterales se han realizado, como ya se ha dicho, perfiles longitudinales y transversales, que han servido para reconocer el dispositivo sedimentario de los niveles holocenos y la continuidad de los mismos a lo largo de su desarrollo longitudinal y en relación con el río principal.
- Una vez conocida la edad y características de los depósitos sedimentarios, se ha llevado a cabo una correlación interna por unidades de cuenca, tras lo que se ha tratado de realizar correlaciones más amplias para el ámbito en el que se localiza el área de estudio.
- Dentro de las limitaciones propias del tema, también se ha propuesto un modelo evolutivo en el que se tienen en cuenta las causas generadoras de los procesos, intentando discernir entre aquellos provocados por la actividad antrópica y los puramente relacionados con variables climáticas.

1. EL CONTEXTO GENERAL DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se enmarca en el sector central de la Depresión del Ebro. Esta fosa tectónica presenta una disposición triangular, limitada al Norte por los Pirineos y los Montes Vasco-cantábricos, al Sur por el Sistema Ibérico y al Este por la Cordillera Costera Catalana.

Su origen se remonta a la fase pirenaica de la orogenia alpina, cuando se hundió el macizo del Ebro a medida que se elevaban los importantes relieves que hoy día delimitan la cuenca. A partir del Eoceno medio, la Depresión ha presentado un carácter subsidente pasando de una sedimentación marina a otra de tipo continental, al quedar la cuenca aislada del mar, y se fue rellenando de los aportes detríticos procedentes de la erosión de los relieves limítrofes. Estos sedimentos se dispusieron formando orlas concéntricas en la cubeta, como consecuencia de la coalescencia de los extensos conos aluviales provenientes de los grandes cursos fluviales terciarios. Así, en las márgenes de la Depresión se localizan los sedimentos de tipo proximal, constituidos principalmente por gravas y arenas. Las facies intermedias, por su parte, se componen en su mayoría de arcillas y arenas. Ya en el centro, se depositaron los sedimentos propios de facies distales, que junto a la existencia en aquellos momentos de un clima cálido y seco, dieron lugar a las litologías evaporíticas que afloran en la actualidad, constituidas por calizas, margas, yesos y sales cloruradas. Estos materiales son en buena medida responsables del paisaje que presenta actualmente este sector del valle del Ebro.

La cuenca se convierte en exorreica seguramente a partir del Plioceno (García-Castellanos *et al.*, 2003), cuando se rehunde el Mediterráneo occidental y el ámbito endorreico del Ebro es capturado por un río mediterráneo, momento en el cual comienza la instalación definitiva de la red fluvial del Ebro, y el consiguiente desalojo de materiales terciarios hacia el mar Mediterráneo. La disección por los ríos pirenaicos e ibéricos y del propio Ebro de los potentes niveles calcáreos, con una disposición predominantemente horizontal, dio lugar a los amplios relieves tabulares del centro de la Depresión del Ebro, denominados *planas* o *muelas* –de unos 600-800 m.s.n.m.–, que constituyen a

su vez las cotas más elevadas del centro de la cuenca. La delezabilidad de los yesos ha facilitado la incisión de una densa red de barrancos afluentes de los cursos principales que, en su mayor parte, presentan en la actualidad un relleno sedimentario que les confiere un perfil transversal acunado. Por otra parte, la fácil disolución de los yesos ha dado lugar también a la proliferación de formas kársticas variadas, como los microlapiaces, los campos de dolinas e incluso poljes.

Al mismo tiempo que se producía la progresiva sobreexcavación fluvial durante el Cuaternario se sedimentaron depósitos fluviales, que originaron un complejo sistema de terrazas del río Ebro y, en la parte oriental, del Gállego. Finalmente, al pie de las *muelas* se extienden amplias superficies de glacis que enlazan con los diferentes niveles de terrazas fluviales, originando sistemas escalonados de glacis-terrazas como consecuencia de la alternancia de fases de agradación e incisión.

1.1. El marco geológico y geomorfológico

En el sector central de la Depresión del Ebro, los materiales terciarios aflorantes pertenecen a formaciones miocenas. En esos momentos, el depocentro de la cuenca sedimentaria se había trasladado hacia el Sur y recibía sedimentos evaporíticos propios de facies de *sebkhas* de ambientes áridos, principalmente yesos y sales (Ortí, 1990). Quirantes (1978) denomina a los yesos miocenos del sector central de la cuenca *Formación Zaragoza*, que abarca los *yesos de Retuerta*, en el sector Noreste de Zaragoza, extendiéndose hasta cerca de Bujaraloz, los *yesos de Mediana*, al Sur de Zaragoza, los *yesos de Alfocea* en el Norte y Nordeste del Ebro, los *yesos de Remolinos* en el Noroeste y los *yesos de Vinaceite* en el extremo Sureste de la formación yesífera. Estas denominaciones sólo responden a su ubicación geográfica, pero su composición es prácticamente idéntica. Por encima de esta formación de yesos se depositaron las calizas miocenas correspondientes a la *Formación Alcubierre* de Quirantes (1978), concretamente el *Miembro*

- *Yesos de la Predicadera*. Se indentan con el *miembro calcáreo del Castellar* y constituyen la unidad inferior. Están formados por dos paquetes de yesos, de los cuales, el superior tiene una potencia cercana a 80 m, mientras que el inferior presenta 65 m de espesor. El nivel superior está formado por bolos de yesos alabastrinos, con algunas intercalaciones de sílex y escaso yeso fibroso. El nivel inferior, por su parte, está constituido por limos yesíferos, acompañados de yesos alabastrinos en forma de bolos, y yesos transparentes, seguramente correspondientes a antiguas costras superficiales. Se caracteriza por su abundancia en sales solubles, más frecuentes conforme se desciende en el perfil estratigráfico, a cuya inestabilidad se pueden atribuir gran parte de las deformaciones que se observan en superficie.
- Por su parte, los *yesos de Alfocea*, con 100 m de potencia aflorante, están compuestos por yesos alabastrinos en forma de bolos, sobre los que aparecen niveles de margas y limos yesíferos. Existe una gradación en el tamaño de los bolos de alabastro, que va disminuyendo a medida que se asciende en el perfil y se incrementa la presencia de margas. Paralelamente, de Oeste a Este va decreciendo la cantidad de sales sódicas, las cuales son explotadas en minas como la que existió en Torres de Berrellén. En la parte superior del perfil son más abundantes las margas y arcillas yesíferas, de tonalidades blanco-azuladas.
- *Yesos de Retuerta*, divididos a su vez en dos subunidades:
 - Los *yesos de Monegrillo* constituyen la unidad superior. Se trata de yesos alabastrinos intercalados con margas, más puros cuanto más se acercan a techo, que se extienden desde el este de Valfarta y las estribaciones occidentales de la Sierra de Sigena. Su máxima potencia se halla en la zona de Perdiguera.
 - Los *Yesos de Alfajarín* componen la unidad inferior. Se sitúan en el sector septentrional del valle del Ebro y representan la mayor extensión de yesos en esta área, con una superficie superior a 1000

km², extendiéndose desde Bujaraloz hasta Zuera. Su estratificación es básicamente horizontal, buzando ligeramente hacia el Sur y su potencia varía desde los 30 m del sector más oriental, con yesos intercalados con margas y calizas, hasta los 200 m que alcanza en el noroccidental –área de Villamayor-, donde los yesos aparecen bien estratificados con algún nivel de margas, pasando por los 80 m de la zona entre Alfajarín-Farlete y el norte de Pina, con características similares a los yesos de Villamayor. Más hacia el norte, estos yesos dan paso a formaciones marginales, más margosas y arcillosas.

En el sector central de la Depresión del Ebro es posible diferenciar, según Quirantes (1978) y Artieda (1993), unos determinados tipos texturales de yesos, que son los siguientes:

- *Yeso lenticular*. Se trata de yesos con cristales agrupados en forma de roseta o dando lugar a nódulos, en los que destaca la “facies en turrón”, que consiste en una especie de conglomerado de nódulos de yeso con un cemento grisáceo, también yesoso (Fot. 1).



Fot. 1. Yeso lenticular formando nódulos con matriz yesosa.

- *Yeso alabastrino*. Está compuesto por yeso muy puro, blanco, a veces translúcido, sin anhidrita. Es el más abundante en la zona (Fot. 2).
- *Yeso en bolos*. Su composición es similar a la de los yesos alabastrinos, pero en este caso da lugar a bolos de considerable diámetro –entre 10 cm y 1 m- y diferentes morfologías. Por lo general aparecen en capas arcillosas o de limos yesíferos (Fot. 2).



Fot. 2. Yeso alabastrino en forma de bolo.

- *Yeso pulverulento*. Aparecen con una estructura hojosa, en ocasiones de forma masiva, pero se alteran muy fácilmente. Su meteorización da lugar a la mayor parte de los limos yesíferos que colmatan los valles de este entorno (Fot. 3).



Fot. 3. Yeso pulverulento reprecipitado.

- *Yeso fibroso*. Se trata de yesos de tipo secundario que aparecen interestratificados o rellenando grietas. Suelen presentar fibras verticales (Fot. 4).



Fot. 4. Yeso fibroso.

Por otra parte, Pardo *et al.* (2004), reconocen en la cuenca sedimentaria del Ebro, partiendo de los materiales aflorantes, ocho Unidades Tectosedimentarias (UTSs), cuatro de ellas neógenas, adoptadas de entre las más usadas por los diferentes autores para este ámbito. Estas unidades se hallan diferenciadas por rupturas sedimentarias causadas por la actividad tectónica de los relieves circundantes. A continuación se detallan aquellas localizadas parcial o totalmente en el interior de los límites del área objeto de estudio:

- La *UTS T5* es la que mayor extensión aflorante ocupa en esta zona, donde se compone fundamentalmente de formaciones evaporíticas, como son los yesos de la *Fm. Zaragoza* de Quirantes (1978) y las calizas de la Sierra de Alcubierre y de los Montes de Castejón. El límite inferior de esta UTS fue datado por Pérez-Rivarés *et al.* (2002, 2004) a partir de la magnetoestratigrafía, que sitúa su edad en los 21,2 My.
- Las *UTSs T6* y *T7* se conservan en los límites del área de estudio, donde forman parte de relieves estructurales carbonatados como la Sierra de Alcubierre, Montes de Castejón, o La Plana de Zaragoza). Las edades del límite inferior de estas UTS son, respectivamente, 16,14 My. y 14,4 My.

1.2. Las acumulaciones cuaternarias

El río Ebro, tras su instalación definitiva sobre las calizas y los yesos miocenos del centro de la cuenca, se convirtió en el colector principal de la red de afluentes ibéricos y pirenaicos, manteniendo una dirección general NO-SE hacia el mar Mediterráneo, donde ha generado un amplio delta. La intensa erosión llevada a cabo en el sector central de la cuenca, aprovechando la deleznablez de los materiales terciarios, por los ríos Ebro, Gállego, Jalón y Huerva, ha dado lugar a una amplia llanura de inundación y ha determinado los rasgos morfoestructurales principales del relieve. Por una parte, las litologías somitales del relleno mioceno, formadas principalmente por calizas, han dado lugar a los relieves de plataformas estructurales o *muelas*, que en esta zona

están representadas por los montes de Castejón, la Muela y la Plana de Zaragoza, puntos culminantes de los relieves de la Depresión del Ebro. Al alcanzar la incisión fluvial a los yesos miocenos, los valles se ampliaron notablemente y la red fluvial generó extensas acumulaciones de terrazas fluviales, cuyos restos aparecen formando plataformas de gravas y arenas, en ocasiones de una gran continuidad, pero en otros casos conservándose como relieves residuales. La disolución del sustrato evaporítico terciario y la subsidencia, tanto sinsedimentaria como postsedimentaria, de los depósitos fluviales del Ebro y sus afluentes, ha dado lugar a importantes variaciones en la potencia de los niveles aluviales y a numerosas deformaciones internas de los depósitos de terraza. En el registro sedimentario se identifican las áreas subsidentes más importantes mediante engrosamientos anómalos de los depósitos fluviales (Benito *et al.*, 2000).

El **sistema de terrazas del río Ebro** ha sido estudiado por Zuidam (1976), Mensua e Ibáñez (1977) y Soriano (1990). Han establecido una secuencia de hasta ocho niveles de terraza que oscilan entre los 220 m y los 3-6 m de altitud sobre el cauce actual. En la zona de estudio el valle presenta una marcada asimetría, ya que en su margen derecha se suceden los diferentes niveles escalonados de terrazas del río Ebro, mientras que en el escarpe de la margen izquierda sólo se conserva un único nivel correspondiente a la T4 de Mensua e Ibáñez (1977) y a la T5 de Soriano (1990), situado a unos 100 m de altura. Esto es debido a que desde las cercanías de la localidad zaragozana de Tauste hasta la de Gelsa, el río Ebro discurre muy próximo al escarpe de yesos que limita por el Norte su llanura aluvial. De este modo se va trasladando el centro sedimentario hacia el Norte de la cuenca, y se van erosionando niveles de terraza, glacis y conos, permitiendo su mejor desarrollo en la margen derecha del río. Por este motivo, el sistema de terrazas del Ebro en el centro de la Depresión presenta una clara asimetría entre la margen pirenaica y la ibérica.

El nivel de terraza que se conserva en la margen izquierda, la T5 de Soriano (1990), se compone esencialmente de gravas fluviales con arenas lenticulares intercaladas. Esta formación cuaternaria se extiende al Norte del escarpe (Campo de maniobras militares de San Gregorio) originando un paisaje de

suaves relieves. Sin embargo estos depósitos fluviales también están presentes en el propio escarpe debido a los procesos de karstificación de los yesos que afectan a estos depósitos aluviales en todo el sector central de la Depresión del Ebro, tanto a formaciones pleistocenas (Benito, 1987; Benito y Gutiérrez, 1987; Benito *et al.* 1998, 2000) como actuales (Gutiérrez *et al.* 1985) (Fot. 5). La karstificación de los yesos no solamente genera deformaciones de los materiales cuaternarios sino también engrosamientos importantes del sedimento en las zonas de máxima subsidencia.



Fot. 5. Terraza deformada por una subsidencia kárstica, en un sector del escarpe de yesos próximo a Juslibol (Zaragoza).

Además del nivel de terraza fluvial señalado, que aparece directamente vinculado con el escarpe en algunos sectores, se conservan restos de glaciares cuaternarios en la zona de estudio. Son planos inclinados compuestos de fragmentos de calizas miocenas y que están enraizados en las grandes plataformas carbonatadas del centro de la Depresión del Ebro –Montes de Castejón, Sierra de Alcubierre, La Muela, La Plana-, si bien en la actualidad, la mayor parte están separados de ellas mediante pequeñas depresiones erosivas (Mensua, 1964; Zuidam, 1976). Estas acumulaciones fueron

depositadas por pequeños cursos afluentes del río Ebro y tendrían como nivel de base las terrazas fluviales cuaternarias, ocupando amplias extensiones de terreno. Los sectores más bajos de estos glacis se caracterizan por la presencia de costras calizas (Zuidam, 1976).

En el sector Norte del área de estudio se encuentran amplios glacis al pie de la Sierra de Alcubierre y de los Montes de Castejón, que dominan buena parte del tramo bajo del valle del Gállego. La alternancia entre procesos de acumulación e incisión ha dado como resultado la génesis de un sistema de glacis y terrazas escalonadas y encajadas. Los glacis que se desarrollaron para salvar el desnivel entre las sucesivas terrazas de los ríos son mucho menos extensos que los que descienden de los relieves estructurales. La correlación entre los diferentes niveles de glacis con sus correspondientes niveles de terrazas lleva a pensar en una evolución más o menos conjunta de ambas morfologías.

En cuanto a los niveles sedimentarios de los tributarios más importantes del Ebro en la zona de estudio, cabe decir que el **sistema de terrazas del Gállego** destaca por contar con doce niveles cuaternarios. De ellos, los más antiguos se conservan en forma de cerros residuales, mientras que los niveles más modernos y próximos al cauce actual aparecen formados extensas superficies aterrazadas. Cabe destacar la gran complejidad de este sistema de terrazas debido al levantamiento postorogénico de los Pirineos, así como a las fluctuaciones climáticas cuaternarias. Como consecuencia, en el tramo bajo del río las terrazas aparecen superpuestas (*cut-and-fill* y *nested fill terraces*) y controladas por procesos de subsidencia kárstica sinsedimentaria (Benito *et al.*, 1996; Sancho *et al.*, 2005) (Fig. 3).

Las dataciones absolutas realizadas por Sancho *et al.* (2005) en las terrazas fluviales del río Gállego, utilizando técnicas de Luminiscencia ópticamente estimulada (OSL), han hecho posible relacionar las grandes descargas de agua por fusión glaciaria con los depósitos aluviales del curso medio del río y los grandes momentos con procesos de subsidencia kárstica en el curso bajo. Estas dataciones han dado, para la terraza engrosada por subsidencia del

sustrato evaporítico de Villanueva de Gállego, una edad de 133 ± 10 y 147 ± 16 ka, y de 156 ± 26 y 181 ± 13 ka para la terraza engrosada de Villamayor.

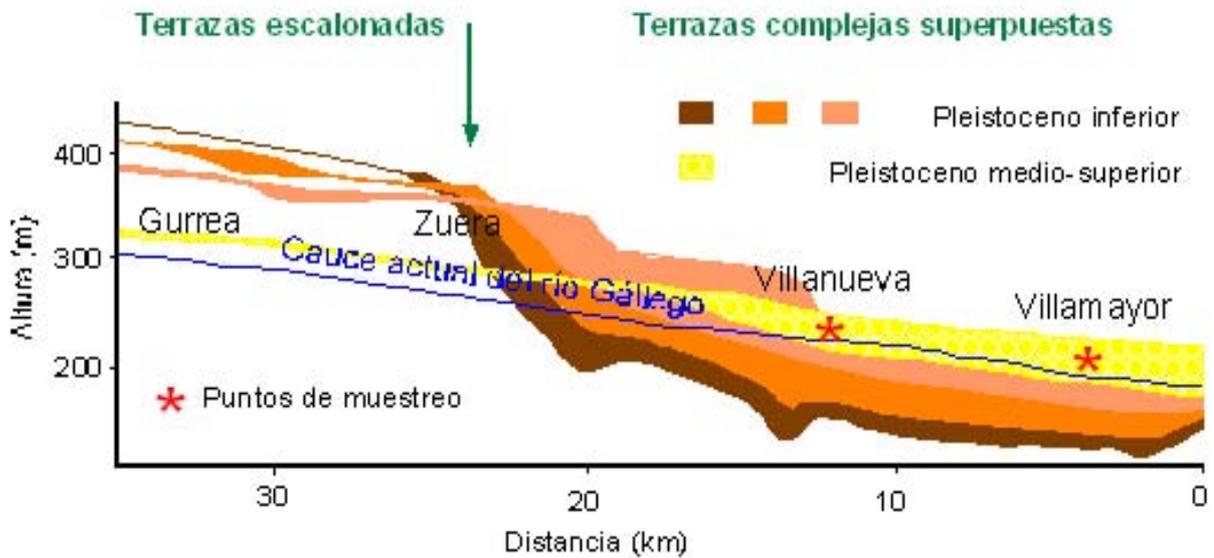


Fig. 3. Distribución de las terrazas fluviales afectadas por subsidencia del sustrato evaporítico en el curso bajo del río Gállego (Sancho *et al.*, 2005).

En la actualidad, los procesos activos de subsidencia kárstica que tienen lugar en el curso bajo del Gállego están relacionados con la generación de dolinas a causa de la circulación de agua subterránea, que disuelve los materiales evaporíticos y provoca el colapso de los depósitos aluviales, dando lugar a un karst cubierto (Benito *et al.*, 1995; Peña *et al.*, 2005 a).

La gran extensión que ocupan las terrazas del Gállego y Ebro en su confluencia permite separar dos zonas bien definidas en el escarpe de yesos de Alagón-Osera. A partir del barranco de Miranda y en todo el sector de las proximidades de Juslibol se extienden las acumulaciones pleistocenas, desapareciendo el escarpe de yesos y ocupando su lugar las gravas encostradas de las terrazas antiguas. Lo mismo ocurre en la orilla opuesta del Gállego, entre Santa Isabel y La Puebla de Alfindén, donde el protagonismo morfológico lo adquiere el sistema de terrazas de estos dos ríos, que pasa a ser definitivamente sólo del Ebro en el resto del área de estudio hasta Osera.

El **sistema de terrazas del río Huerva** presenta, al igual que el colector principal y que gran parte de los ríos de la Depresión, una clara disimetría entre ambas márgenes en su curso bajo, puesto que entre las localidades de Cuarte de Huerva y María de Huerva, su cauce se desplaza de noroeste a sureste (Yetano, 1978; Pellicer y Echeverría, 1989; Soriano, 1990). Por ello, su sistema de terrazas está mejor conservado en su margen izquierda donde se observa una secuencia escalonada y encajada de niveles de glacis y terraza. Aguas abajo de Cuarte, el valle deja de ser asimétrico al excavarse en una terraza aluvial engrosada por procesos de subsidencia kárstica sinsedimentaria. Estudios recientes acerca del paleokarst han puesto de manifiesto la importancia de la presencia de halita en los fenómenos de disolución y subsidencia del sustrato evaporítico, debido a su elevada solubilidad (Guerrero *et al.*, 2004).

Soriano (1990) diferencia hasta ocho niveles, mientras que Mensua e Ibáñez (1977) y Yetano (1978) reconocen seis y siete respectivamente, y Zuidam (1976), por su parte, identifica cuatro niveles de terraza, subdivididos cada uno de ellos, en dos subniveles. Más recientemente, Guerrero *et al.* (2004) llegan a reconocer, a través de una cartografía detallada y trabajo de campo, hasta doce niveles de terraza en el río Huerva.

Con respecto a la datación de los niveles de terraza, Zuidam (1976) asigna una edad holocena a la T1 del río Huerva, en base al registro arqueológico hallado en los depósitos sedimentarios de las vales afluentes que enlazan con este nivel. Asimismo, la edad que asignan Rodríguez y Vilchez (1984) para la T2 en su desembocadura en el Ebro también es holocena. Por su parte, la formación del nivel T3 corresponde al Pleistoceno superior (Zuidam, 1976).

La fácil erosión de los sedimentos terciarios del sector central de la Depresión del Ebro confiere al río Huerva una densa red dendrítica de barrancos afluentes, especialmente en su margen derecha. Por su parte, en su margen izquierda se ha desarrollado la extensa depresión de Valdespartera, que presenta un relleno formado por limos yesíferos y margas. Esta depresión fue

interpretada como un polje sobre yesos (Soriano 1993) y en la actualidad presenta en su interior numerosas dolinas activas.

Trabajos recientes (Guerrero *et al.*, 2004; Gutiérrez-Santolalla, 2005 a y b; Lamelas, 2007) han identificado fenómenos de subsidencia activa en el tramo bajo del río Huerva, en la periferia de Zaragoza, principalmente sobre áreas con una cubierta aluvial de poco espesor sobre el sustrato evaporítico infrayacente. Sin embargo, en el casco urbano de Zaragoza, que se asienta en las terrazas más jóvenes de los ríos Ebro y Huerva, son poco frecuentes los procesos de subsidencia debido probablemente al considerable espesor que en ese sector alcanzan los depósitos fluviales antiguos (Guerrero *et al.*, 2004), si bien la potencia de dichos depósitos parece no ser relevante en la génesis de dolinas aguas abajo de Zaragoza, según Gutiérrez-Santolalla *et al.* (2005 b).

Por su parte, el **río Jalón**, del mismo modo que ocurre con muchos de los ríos de la Depresión del Ebro, debido a que discurren sobre el sustrato evaporítico terciario (Gutiérrez *et al.*, 1994; Gutiérrez *et al.*, 2001), presenta una acusada asimetría entre sus riberas. Mientras que en la mayor parte de su margen derecha el río ha dado lugar a escarpes de hasta 80 m de altura esculpidos en yesos, en la izquierda ha permitido que se desarrollara una sucesión de hasta ocho niveles de terrazas fluviales (Soriano, 1990), a excepción de la zona próxima a su confluencia con el río Ebro, donde el sistema de terrazas se conserva en ambas márgenes.

1.3. Las formas de relieve holocenas y actuales

Aprovechando la fácil erosión de los yesos de la *Fm. Zaragoza*, se ha instalado una densa red dendrítica de barrancos, afluentes de los cursos principales, caracterizados por tener el fondo plano como consecuencia de su colmatación, que reciben el nombre local de *vales*. Se trata de valles originalmente de incisión lineal que han sido colmatados de material fino proveniente de la denudación de las laderas circundantes, dando lugar a cauces de fondo plano (Fot. 6). Su relleno consta esencialmente de limos, con lentejones intercalados

de arenas y gravas. Estas últimas suelen ser cantos rodados de yeso o caliza, si bien en ocasiones se trata de otros materiales provenientes de las terrazas fluviales cercanas. En muchas ocasiones, el relleno de estas vales se ha visto aterrazado en sentido longitudinal al cauce por el ser humano, para el aprovechamiento agrícola de los limos que las colmatan (Fot. 7).



Fot. 6. Vista aérea de algunas vales.



Fot. 7. Fondo de una val abancalada.

Algunas de estas vales presentan incisiones en su relleno sedimentario e incluso pueden contener rellenos posteriores que le dan una morfología aterrazada. La existencia de varias etapas de acumulación e incisión en estos valles permite el establecimiento de la alternancia de fases dinámicas contrastadas relacionadas con el clima y la actividad antrópica (Peña, 1996; Peña *et al.*, 2004). El sector final de estas vales puede presentar el desarrollo de uno o varios niveles de conos aluviales, ocupando el margen de la llanura de inundación del río Ebro. La dinámica cuaternaria de este río se caracteriza por su funcionamiento como curso meandriforme de llanura, con importante movilidad lateral de sus meandros, que han creado una amplia llanura aluvial de 3,2 km de anchura media. Este dinamismo se ha manifestado durante el Holoceno por una intensa erosión lateral, afectando a los conos marginales de su margen izquierda –que incluso llegan a ser erosionados por completo- y al propio escarpe de yesos.

En el área estudiada se encuentran varios ejemplos de este tipo de morfologías, algunas de ellas muy destacables bien por la envergadura de sus niveles de relleno, o bien por su calidad geoarqueológica. En cualquier caso, su estudio y correlación permiten extraer algunas conclusiones referentes a las características paleoclimáticas de la época histórica en la que se produjeron los procesos de acumulación e incisión registradas en el interior de estas vales y en sus conos aluviales.

El estudio geomorfológico y geoarqueológico de algunas de estas formas de relieve holocenas, principalmente en el valle bajo del río Huerva, ha aportado datos interesantes relativos a las características paleoclimáticas y a la datación de las etapas de agradación e incisión acaecidas durante épocas históricas, que permiten llevar a cabo reconstrucciones paleoambientales.

El escarpe de yesos situado en la margen izquierda del Ebro también presenta una intensa actividad holocena relacionada con la divagación de los trenes de meandros del río. Éste, en función de su posición respecto a la base del escarpe, puede provocar el desencadenamiento de diferentes procesos de ladera, como deslizamientos o desprendimientos, así como la incisión de todos aquellos valles cuyos cursos bajos han quedado en posición colgada respecto al nivel de base local debido al retroceso de este relieve.

1.4. Las características climáticas.

El clima actual del sector central de la Depresión del Ebro está muy condicionado tanto por su ubicación en el interior peninsular como por su especial configuración topográfica. Por una parte, el hecho de que la cuenca del Ebro se halle delimitada por barreras montañosas de considerable entidad –Pirineo, Montes Vasco-Cantábricos, Cordillera Ibérica y Cordillera Costero-Catalana- hace que la mayor parte de las precipitaciones se descarguen en esos relieves limítrofes donde las borrascas ven bloqueado su paso, por lo que apenas llegan precipitaciones al interior de la cuenca. Asimismo, esta configuración topográfica provoca un marcado contraste térmico a lo largo del año, debido a que impide la penetración de la influencia termorreguladora de

las masas de aire marítimo u oceánico, dando así un acusado carácter continentalizado a las temperaturas.

Como consecuencia de todo ello, el clima actual de la zona de estudio se caracteriza por su marcada aridez, aunque la propia configuración de la cuenca seguramente ha mantenido estas características, con variantes muy puntuales, a lo largo de la evolución cuaternaria.

Por su parte, el **viento** favorece esta aridez y acentúa las sensaciones térmicas extremas, debido tanto a su temperatura como a la velocidad que alcanza. A causa de las características topográficas de la Depresión del Ebro, los vientos se encauzan a través del valle, entre los principales relieves montañosos, alcanzando velocidades medias-altas siguiendo el eje del Ebro.

Las precipitaciones varían mucho interanualmente, alcanzando por término medio los 350 mm (aeropuerto de Zaragoza). El régimen de las precipitaciones a lo largo del año es muy irregular, puesto que tienen lugar dos periodos cortos de lluvia equinocciales, y dos periodos más secos en invierno y, principalmente, en verano. Otra característica de la cuenca del Ebro es el acusado contraste térmico entre invierno y verano debido, como ya se ha dicho, al aislamiento de la Depresión con respecto a las influencias termorreguladoras marinas. Se puede dividir así el año térmico en dos periodos bien diferenciados –verano sofocante e invierno riguroso-, siendo las estaciones intermedias de escasa duración y, a veces, con características poco perceptibles. Tanto en los meses invernales como en los estivales, las condiciones térmicas se extreman bajo dominio anticiclónico, puesto que las masas de aire pueden permanecer estancadas en la cubeta del Ebro durante largos periodos de tiempo. Este hecho da lugar durante el invierno a fuertes inversiones térmicas que se manifiestan en forma de nieblas de irradiación persistentes (Cuadrat y Pita, 1997; Cuadrat, 2004).

En el diagrama ombrotérmico que aparece a continuación se ponen en relación las precipitaciones medias mensuales y las temperaturas medias mensuales, pudiéndose apreciar el fuerte déficit hídrico del periodo estival de la zona estudiada (Fig. 4).

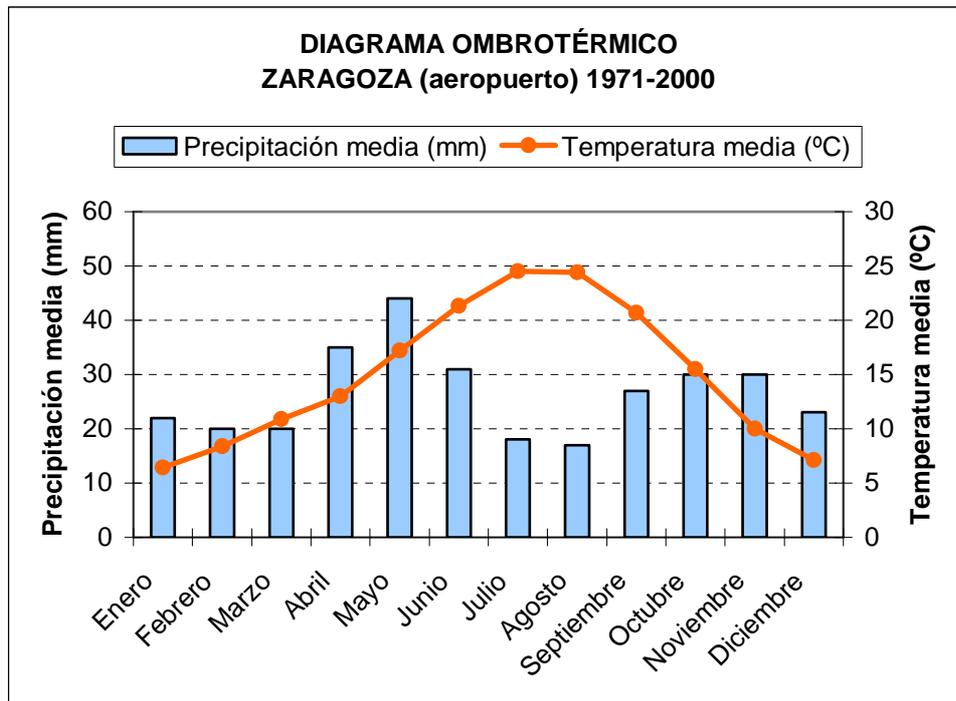


Fig. 4. Diagrama ombrotérmico de Zaragoza (aeropuerto). Elaboración propia a partir de datos de la AEMET.

Por norma general, las masas de aire polar y las borrascas atlánticas propias del dominio templado hacen acto de presencia principalmente en los meses invernales. Por el contrario, en los meses estivales, dichas masas de aire polar y las borrascas se desplazan hacia el Norte, dando paso así a la entrada de los anticiclones –fundamentalmente, el anticiclón de las Azores- característicos de la zona de altas presiones subtropicales. En consecuencia, el clima resultante presenta grandes contrastes entre la época invernal y la estival.

Como consecuencia de todo ello, el invierno es frío y bastante seco, puesto que la entrada en la Península del anticiclón centroeuropeo favorece la estabilidad atmosférica. Sin embargo, en ocasiones las borrascas atlánticas logran penetrar en la cuenca del Ebro, sorteando los relieves que la limitan, generando precipitaciones en forma de lluvia bastante prolongadas en el tiempo. El verano, por su parte, constituye una estación caracterizada por presentar temperaturas muy elevadas y un acusado déficit hídrico generado

por las escasas precipitaciones que, cuando se dan, son de carácter convectivo y descargan gran cantidad de agua en un periodo de tiempo muy reducido.

Durante los equinoccios se alterna la influencia del dominio templado y el subtropical sobre el área de estudio, y es durante ese periodo cuando se producen la mayor parte de las precipitaciones anuales registradas en este ámbito semiárido.

En lo referente a la radiación solar, el centro de la Depresión del Ebro recibe unas 2600 horas anuales debido principalmente a su situación latitudinal y topográfica y al escaso número de días al año en los que el cielo aparece cubierto de nubes. No obstante, las nieblas aparecen con frecuencia en el sector central de la cubeta porque se ven favorecidas precisamente por su configuración topográfica deprimida, y pueden llegar a ser muy persistentes.

1.5. Hidrología del río Ebro y de sus afluentes

La cuenca del Ebro está drenada por el río que le da nombre y que, a su paso por el sector central de la Depresión, donde la pendiente del terreno es muy baja, discurre formando amplios meandros libres. Esto le confiere un dinamismo que ha sido capaz de excavar en las deleznable litologías evaporíticas una amplia llanura de inundación que mide 3.2 km de anchura media, pudiendo llegar a alcanzar puntualmente los 6 km de amplitud (Ollero *et al.*, 2004 b). A través de las fotos aéreas, en especial en las más antiguas, es posible identificar en la llanura aluvial del Ebro abundantes restos de canales abandonados, bien durante alguno de los episodios de crecida que modificaron el trazado del río o bien por procesos de migración del cauce mediante la erosión de las márgenes cóncavas (Ollero, 1996).

Este dinamismo se ha neutralizado en las últimas décadas mediante la construcción de embalses, que retienen agua y sedimentos y laminan en buena medida los eventos de avenida. Este tipo de intervenciones humanas en el sistema fluvial ha provocado cambios muy importantes en el comportamiento hidrogeomorfológico y ecológico del río. De hecho, la última corta de meandro que realizó el Ebro fue durante la crecida de 1961, cuando abandonó al

actualmente conocido como *galacho* de Juslibol (Pellicer y Yetano, 1985; Pellicer y Echeverría, 1989). A continuación, la acción antrópica ha alterado la normal evolución de este cauce abandonado, que le hubiera llevado a una progresiva colmatación y, en consecuencia, a la colonización vegetal. Sin embargo, tras la explotación de gravas fluviales durante algunos años, se han generado depresiones artificiales que se surten de las aguas freáticas para formar lagunas.

No obstante, pese a las diversas intervenciones de todo tipo en la cuenca del Ebro, el río mantiene cierta capacidad para movilizar materiales, hecho que se observa en el desplazamiento de sus barras de grava aguas abajo.

El río Ebro recibe a los afluentes pirenaicos –por su margen izquierda- e ibéricos –por la derecha-. Las diferencias entre ambos grupos de tributarios en la aportación de caudales al colector principal son bastante notables, siendo los afluentes pirenaicos los que suministran la mayor parte del agua. Sólo el río Cinca supera en su aportación media anual al Gállego, que confluye con el Ebro en la ciudad de Zaragoza. En el aforo de esta localidad, el río Ebro presenta una aportación media anual de 6927 hm³. No obstante, su aportación al mar Mediterráneo ha disminuido notablemente en las últimas décadas debido, entre otros factores, al cambio en los usos del suelo –con un incremento de los cultivos de regadío- y a la proliferación de embalses, que no sólo hacen que se incrementen las tasas de evaporación sino que retienen la mayor parte de los sedimentos que transporta el río, con el consiguiente riesgo de desaparición que afecta al delta del Ebro (Ollero *et al.*, 2004 a).

Su régimen hídrico es de tipo pluvio-nival complejo, debido a la influencia en él de los siguientes factores:

- las abundantes precipitaciones que suelen producirse durante los meses invernales en la cabecera de la cuenca, en especial en los Pirineos occidentales y la Cordillera Vasco-cantábrica, cuyo clima es fundamentalmente de tipo oceánico, si bien la retención en forma de nieve o hielo en las cabeceras de algunos ríos puede reducir el aporte de caudal al Ebro.

- las lluvias que tienen lugar durante los equinoccios principalmente en el sector central de la cuenca del Ebro.
- la fusión nival de los afluentes pirenaicos permiten que los caudales sean abundantes durante los meses primaverales.
- el fuerte estiaje que experimenta casi toda la cuenca durante los meses estivales, cuando las elevadas tasas de evapotranspiración unidas a la demanda de agua para riegos y a la inoportuna escasez o incluso ausencia de precipitaciones hacen que los caudales del Ebro y sus afluentes sufran rápidos descensos.

En consecuencia, el régimen del río Ebro en su tramo medio se caracteriza por poseer un periodo de aguas altas –entre los meses de noviembre y mayo- y otro de aguas bajas -entre julio y septiembre.

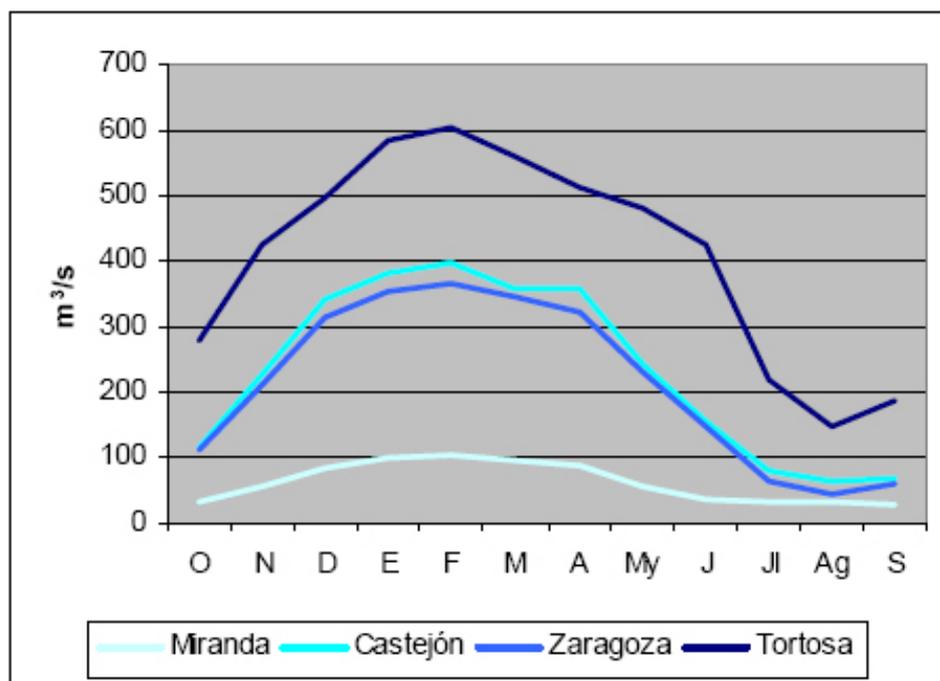


Fig. 5. Régimen del caudal del Ebro en las principales estaciones de aforo de su tramo medio (Ollero *et al.*, 2004 a).

La variación interanual de los caudales es bastante apreciable, ya que estos dependen directamente de las precipitaciones registradas en toda la cuenca. Esta irregularidad alcanza los valores más elevados de la cuenca del Ebro en

sus afluentes ibéricos, que se explican únicamente por la influencia del clima mediterráneo a la que se ven sometidas sus cuencas (Sánchez *et al.*, 2004). Puesto que el Ebro se nutre sobre todo de los ríos pirenaicos, su irregularidad interanual es moderada.

En ocasiones el río experimenta bruscos incrementos en su caudal que tienen consecuencias a nivel geomorfológico en su llanura de inundación. Esto sucede por norma general cuando se registran precipitaciones prolongadas en la cuenca del Aragón y en la cabecera del Ebro.

1.5.1. Las crecidas en el tramo medio del Ebro

El Ebro medio es especialmente susceptible a los desbordamientos durante un episodio de crecida, puesto que el cauce no está encajado y es muy fácil que las aguas rebasen los márgenes del canal meandriforme inundando el cauce mayor periódicamente. Las crecidas en el tramo medio del Ebro destacan por su elevada frecuencia, a pesar de la paulatina regulación que está llevándose a cabo en la cuenca (Ollero, 1996; Ollero *et al.* 2004 a) (Tabla 1). Pueden ocurrir de manera aislada en el tiempo, o por el contrario, concentradas en un breve espacio temporal en el que se dan varias puntas de caudal muy próximas entre ellas.

Tabla 1. Crecidas extraordinarias del Ebro Medio entre los años 1950-1985 (extraído de Ollero, 1996).

CRECIDA EXTRAORDINARIA	MENDAVIA			CASTEJON			ZARAGOZA			SÁSTAGO	
	Máx m ³ /s	Nivel (m)	Día	Máx m ³ /s	Nivel (m)	Día	Máx m ³ /s	Nivel (m)	Día	Máx m ³ /s	Día
Febrero 1952	855	3.32	4	3140	6.66	3	3260	5.42	5	2925	6
Diciembre 1959	1476	5.00	13	2810	6.55	14	2790	5.00	16	2262	17
Dic 1960-Ene 1961	1307	4.50	1 en	4950	7.60	31 dic	4130	6.30	2 en	4160	3 en
Noviembre 1961	1270	4.44	14	3200	6.40	14	2570	4.50	16	1890	17
Noviembre 1966	971	3.66	9	4050	7.00	10	3154	5.32	12	2996	13
Febrero 1978	1152	-	2	3375	6.55	3	2631	5.32	5	2460	6
Diciembre 1980	1516	5.10	21	3250	6.90	21	2908	5.16	23	2234	24
Enero 1981	1490	4.98	17	2675	6.46	17	2940	5.19	19	2283	20
Agosto 1983	1406	4.32	28	1279	4.76	28	1160	3.14	29	826	30

La coincidencia en el tiempo de precipitaciones intensas –preferentemente en forma de lluvia- y de fusión nival provocada tanto por un incremento en las temperaturas como por el efecto de las precipitaciones líquidas –que aceleran el proceso de fusión- origina en la mayor parte de los casos las grandes avenidas del río Ebro. Son los ríos cantábricos y/o pirenaicos los principales responsables de estas crecidas, mientras que los aportes de los ríos ibéricos apenas generan ligeros aumentos de caudal en el Ebro (Ollero 2003).

Las consecuencias a nivel morfogenético de estas crecidas tienen lugar en el propio lecho y en la llanura de inundación. Por una parte, durante periodos de aguas altas prolongados en el tiempo, las márgenes del cauce se humectan y se llegan a desmoronar tanto durante el evento de crecida como con posterioridad a él. El efecto erosivo es mayor cuando las crecidas se producen agrupadas en un breve periodo de tiempo, ya que el terreno se ve debilitado a consecuencia de las avenidas ocurridas con anterioridad.

Haciendo referencia a inundaciones históricas, en Febrero de 2003, el río Ebro experimentó el mayor aumento de caudal desde hace 40 años (Fot. 8). En la estación de aforo de la ciudad de Zaragoza, donde el nivel de las aguas alcanzó los 5,76 m de altura, el máximo alcanzado fueron 2.988 m³/s el día 9 de Febrero, debido a las sustanciales aportaciones del río Aragón.



Fot. 8. Río Ebro a la altura del puente de Santiago (Zaragoza), durante la crecida de Febrero de 2003.



Fot. 9. Desbordamiento del Ebro frente a Alagón durante la crecida de Abril de 2007.

Cabe destacar también la crecida que se produjo en el río Ebro entre la última semana de Marzo y la primera de Abril de 2007 (Fot. 9). Durante los últimos días del mes de Marzo de 2007 tuvieron lugar abundantes precipitaciones en la mayor parte de la cabecera de la cuenca del Ebro. La coincidencia en el tiempo de estas precipitaciones en forma de lluvia con el comienzo de la fusión nival propició el considerable aumento en los caudales fluviales de los afluentes del Ebro. Las precipitaciones, en ocasiones abundantes, que se produjeron en gran parte de la cuenca en la primera semana de Abril agravaron la situación. En la estación de aforo de Zaragoza, donde el nivel del río alcanzó los 5,13 m, se registraron $2282 \text{ m}^3/\text{s}$ el día 5 de Abril.

1.5.2. Los afluentes principales: ríos Gállego, Jalón y Huerva

El área objeto de esta tesis engloba los tramos bajos de tres de los principales afluentes del río Ebro en su curso medio. Dos de ellos, el Gállego y el Huerva, confluyen con el colector principal en el centro de la zona de estudio, en la ciudad de Zaragoza, mientras que el Jalón vierte sus aguas en el Ebro en el extremo noroccidental del área de trabajo.

El río **Gállego**, tributario del Ebro por su margen izquierda, instala su cabecera en el Pirineo axial, lo que le confiere un régimen hidrológico de tipo pluvio-nival en su tramo medio y bajo. Su cuenca de recepción cuenta con 4009 km² y desemboca en la margen izquierda del río Ebro a su paso por la ciudad de Zaragoza. Los máximos caudales se registran en los meses de Abril y Mayo (Fot. 10), cuando a las lluvias equinocciales se une la descarga de agua proveniente del deshielo de las cumbres pirenaicas, mientras que los mínimos se producen esencialmente en el mes de Agosto, aunque también hay un periodo de aguas bajas durante el invierno a causa de la retención nival. Su aportación al Ebro es la mayor de la cuenca -sólo por detrás del río Cinca- con una media de 1086,8 hm³/año (www.chebro.es).



Fot. 10. Río Gállego durante la crecida de Mayo de 2008.

El río **Jalón** nace al pie de la Cordillera Ibérica, en la Fuente Vieja, en Medinaceli (Soria), a partir de donde discurre encajado en los materiales jurásicos de la Cordillera Ibérica hasta Arcos de Jalón y discurre por la

Depresión de Calatayud cortando las alineaciones montañosas hasta salir a la Depresión del Ebro. Este río tiene una cuenca fluvial de 9718 km² de superficie y desemboca en la margen derecha del Ebro, a su paso por la localidad de Alagón (Soriano, 1990; www.chebro.es).

Su régimen hidrológico, pluvial mediterráneo, hace que el caudal del río sea muy irregular debido a que se nutre principalmente de las precipitaciones en forma de lluvia y, respecto a su reparto estacional, presenta una clara influencia del clima mediterráneo, por lo que muestra un acusado estiaje en los meses de verano. En su curso medio, recibe afluentes de cierta importancia, como son el río Jiloca, el Perejiles y el Ribota. Su aportación media interanual al río Ebro es de 551,3 Hm³.

El río **Huerva**, por su parte, nace en el sector central del Sistema Ibérico, en Fonfría y, tras excavar el valle entre las plataformas estructurales calizas de La Muela y La Plana, desemboca en la margen derecha del Ebro en Zaragoza. Su nacimiento a 1280 m de altitud le dota de un régimen hidrológico pluvio-nival. No obstante, en su cuenca de recepción, de 1020 km² de superficie, se registran escasas precipitaciones determinadas por la gran influencia del clima mediterráneo. Por este motivo, y teniendo en cuenta que apenas recibe aguas subterráneas, el río Huerva tan sólo aporta al Ebro, como media anual, 44,8 hm³, mostrando una elevada variabilidad interanual (Fot. 11). Sin embargo, el río Huerva cuenta con sotos fluviales a lo largo de su valle, que destacan entre el árido paisaje de las extensas parameras que atraviesa en su discurrir hacia su desembocadura.



Fot. 11. Río Huerva a su paso por Muel (Zaragoza) durante la crecida de Junio de 2003.

1.6. Los componentes bioedafológicos

Las condiciones climáticas del sector central de la cuenca del Ebro, entre las que destaca la acusada aridez, sobre todo en época estival, así como sus características geomorfológicas y litológicas, en las que predomina un sustrato yesífero, determinan la composición y el grado de evolución de los diferentes tipos de suelo que se desarrollan en este ámbito. La vegetación, por su parte, se ve igualmente condicionada por el clima, los matices que este adquiere en función de la topografía y por el sustrato sobre el que se asienta. La notable aridez propia del clima de la región y la composición fundamentalmente yesífera de los suelos constituyen factores limitantes para el desarrollo de una buena cobertura vegetal. Por ello, las comunidades vegetales que crecen en esta zona están muy adaptadas tanto a las características climáticas como a las edáficas. Dominan las formaciones herbáceas de tipo estepario, que contrastan con las formaciones riparias y los cultivos de regadío que ocupan la llanura de inundación del Ebro y sus principales afluentes.

1.6.1. La cubierta edáfica

Las características litológicas del sector central de la Depresión del Ebro, así como la variación en las condiciones climáticas durante el Cuaternario, han influido decisivamente en el desarrollo edáfico de este ámbito. La acusada aridez del clima determina el desarrollo de unos suelos raquíuticos, con un mínimo contenido en materia orgánica. El yeso, por su parte, favorece la elevada porosidad edáfica debido a su gran capacidad para moverse a través del perfil edáfico y a su alta presión de cristalización, por lo que el potencial tanto de infiltración como de evapotranspiración es muy alto.

En la zona de estudio pueden distinguirse varios espacios pedogenéticos diferenciados, en función de si están más condicionados por las características topográficas, litológicas y geomorfológicas o por las climáticas (Ibarra, 2004; Herrero, 1991):

- Por una parte, se encuentran los suelos minerales con una baja evolución y que están condicionados fundamentalmente por factores geomorfológicos y topográficos. Al no depender tanto de las condiciones climáticas, se hallan mucho más extendidos en el territorio. Los Leptosoles son suelos que se forman sobre rocas duras o costras, están poco desarrollados, son muy delgados a causa de la fuerte erosión a la que se ven sometidos, ya que se forman sobre depósitos de ladera con una pendiente acusada. En la zona de estudio, sobre los yesos masivos de la *Fm. Zaragoza* se encuentran Leptosoles muy condicionados por el factor litológico, como son los Leptosoles gipsíricos, los cuales mantienen muchas características del material sobre el que se forman. Los Regosoles, por su parte, se desarrollan a partir de material suelto o rocas blandas –margas-, por lo que los procesos erosivos también impiden su desarrollo óptimo. Son por tanto suelos poco evolucionados que, en consecuencia, sustentan una cobertura vegetal muy escasa, por lo que se suelen asociar a paisajes acarcavados. En el centro de la Depresión del Ebro, concretamente en la zona de estudio, dominan los

Regosoles de tipo gipsírico que se desarrollan sobre laderas con yesos y limos yesíferos procedentes de la erosión de los rellenos de las vales.

- Por otro lado se encuentran aquellos suelos minerales condicionados por un clima de tipo semiárido, como es el característico del sector central de la Depresión del Ebro. La marcada aridez de este clima hace que los suelos se desarrollen poco a falta de las reacciones químicas necesarias para ello, que no pueden prosperar si carecen de agua. En estos suelos predominan los procesos de translocación sobre los de lixiviación, ya que los diferentes tipos de sales son tan abundantes que es imposible eliminarlas del perfil edáfico, por lo que acaban acumulándose en algún punto de éste o incluso en la superficie. Dependiendo de si lo que tiene lugar de manera dominante es un proceso de calcificación, gipsificación o salinización, se obtendrá un Calcisol, un Gipsisol o un Solonchak. Los Calcisoles predominan sobre los niveles de glacis, terraza y conos del área de estudio, por lo que su textura franca les otorga un buen drenaje y son buenos para el desarrollo vegetal. Los Gipsisoles, por su parte, son abundantes sobre los yesos de la *Fm. Zaragoza*, pero a diferencia de los Leptosoles y Regosoles, estos se localizan sobre pendientes poco acusadas, con una mayor estabilidad geomorfológica que permite un mejor desarrollo del suelo. Sobre los rellenos de las vales de este sector, compuestos fundamentalmente por limos yesíferos, se desarrollan Gipsisoles bastante profundos a causa de la menor pendiente. La escasez de este tipo de suelos en Europa, unido a que su composición química restringe la cobertura vegetal a comunidades muy especializadas –gipsófilas-, con abundantes endemismos, le confiere un gran interés. Los Solonchak se desarrollan en depresiones endorreicas favorecidos por la topografía deprimida y por la elevada aridez climática de la zona. En los meses de máxima aridez pueden llegar a aparecer costras blancas –salinas- en su superficie, bien por la evaporación del agua existente o por el ascenso por capilaridad de la misma. La vegetación –halófila- que es capaz de crecer sobre este tipo de suelos está muy adaptada a la elevada

salinidad, que resulta tóxica para el resto de especies vegetales (Fot. 12).

- Sobre los materiales aluviales recientes –fondos de valle, llanura aluvial, terrazas recientes- se localizan los suelos de tipo Fluvisol. Se trata de suelos jóvenes, profundos debido a las inundaciones periódicas que le aportan materiales finos, compuestos principalmente por arenas, limos e intercalaciones de gravas, con un reparto poco homogéneo de la materia orgánica a través de su perfil edáfico. Su alto potencial productivo y su elevada humedad debido a la proximidad del nivel freático y su buen drenaje han llevado a su aprovechamiento agrícola (Fot. 12).



Fot. 12. Vista aérea de la llanura aluvial del Ebro, ocupada por campos de cultivo.

1.6.2. La vegetación

La Depresión del Ebro se engloba dentro de la región biogeográfica mediterránea, cuyos rasgos climáticos -temperaturas contrastadas, escasez e irregularidad de las lluvias, etc.- constituyen un importante condicionante para la vida vegetal (Gómez, 1997). Desde un punto de vista biogeográfico, es posible diferenciar dos sectores en la zona de estudio:

- Por una parte, los afloramientos de yesos parcialmente cubiertos por las terrazas fluviales, así como los conos aluviales compuestos de limos yesíferos procedentes del relleno de las vales. Ambos pertenecen al piso mesomediterráneo, que es el que mayor extensión territorial alcanza en la Península Ibérica.

- Por la otra, la llanura aluvial del Ebro, situada al pie del escarpe principal de yesos, perteneciente a las geoserias edafófilas mediterráneas, más concretamente a las geomegaserias riparias mediterráneas, aunque dominan en esta zona tan fértil y accesible los cultivos de regadío.

Por otro lado, la particular configuración del relieve y de la red fluvial, así como los contrastes litológicos, contribuyen a matizar el reparto particular de la cubierta vegetal en este territorio, que a grandes rasgos se organiza en varios ambientes contrastados: estepa, coscojares y enebrales, pinares, sabinares y formaciones de ribera.

De esta forma, en el centro de la cuenca, los rasgos semiáridos y el sustrato básicamente arcilloso-yesífero, favorecen el desarrollo de herbazales y matorrales, adaptados a soportar temperaturas contrastadas, una elevada evapotranspiración y la escasez e irregularidad de las precipitaciones a lo largo del año, variando en su composición específica en función de la litología, la concentración de nitratos, humedad, y/o salinidad en el sustrato.

Este ambiente denominado estepario, domina en la mayor parte de la Depresión del Ebro, dando lugar a formaciones xerófilas de bajo porte (romerales, coscojares y enebrales), donde predominan especies como *Rosmarinus officinalis* –romero-, *Cistus clusii* –jarilla-, *Lygeum spartum* –albardín-, *Thymus vulgaris* –tomillo-, acompañados en ocasiones por ejemplares o pequeños rodales de *Quercus coccifera* –coscoja-, *Juniperus phoenicea* –sabina negra- y *Juniperus oxycedrus* –enebro-, todas ellas sobre las terrazas altas. Junto a éstos abundan también los matorrales nitrófilos representados por especies como *Artemisia herba-alba* –ontina- o *Salsola vermiculata* –sisallo-, que crecen en aquellos espacios que se han visto y/o se ven sometidos a cultivo o explotación ganadera.

Al mismo tiempo, la intensa erosión que ha tenido y tiene lugar en el sector central de la Depresión del Ebro, ha propiciado el afloramiento permanente del sustrato yesífero, lo que ha provocado a su vez la proliferación en este ámbito de especies gipsófilas totalmente adaptadas tanto a los condicionantes climáticos como, sobre todo, a los edáficos. Estas especies vegetales gipsófilas como *Gypsophila hispanica* –albada-, *Ononis tridentata* –asnallo- y *Helianthemum squamatum* –jara de escamillas- se desarrollan sobre los yesos del centro de la Depresión del Ebro, haciéndolas poco comunes a nivel europeo, por lo que alcanzan un gran valor ambiental a este sector dado el elevado número de endemismo vegetales que en él se encuentran.

Por su parte, los espacios con suelos salinos están cubiertos por especies halófilas adaptadas a unas concentraciones de sales que resultan nocivas para el resto de comunidades vegetales. Los taxones dominantes son *Suaeda vera* –sosa prima-, *Atrocnemum macrostachyum* –alacranera- y el género *Limonium*, mientras que la única vegetación halófila de porte arbóreo aquí representada es del género *Tamarix* –tamariz-, que se instala en enclaves húmedos como las vales y barrancos o los márgenes de las depresiones (Fot. 13).

En este sector, las formaciones arbóreas quedan recluidas a enclaves donde los factores ambientales son más propicios para su desarrollo, como en las cotas más elevadas, constituidas por las plataformas estructurales o *muelas*, que alcanzan altitudes de 600-800 m.s.n.m. y donde se localizan formaciones de *Pinus halepensis* –pino carrasco- como árbol predominante y al que acompañan *Quercus ilex* –carrasca- y *Quercus coccífera* –coscoja-.

No obstante en altitudes inferiores y en el sector monegrino, en torno a 300 m.s.n.m, es posible observar formaciones de *Juniperus thurifera* –sabina albar-, ocupando el territorio potencial del pino carrasco, que al ser menos tolerante a heladas y bajas temperaturas que se originan por efecto de las frecuentes inversiones térmicas que aquí se producen, dejan su lugar a estos sabinares que son más propios de parameras y territorios más elevados.



Fot. 13. Contraste entre la vegetación existente sobre los yesos y llanura aluvial del río principal y los rellenos limosos de los cursos secundarios.

Por su parte, los ecosistemas fluviales tienen un gran valor ecológico debido a su función de corredor biológico, contraste paisajístico y carácter azonal, ya que no dependen tanto de los factores climáticos como de la proximidad de la humedad freática.

En el sector central de la Depresión del Ebro, este tipo de formación vegetal de ribera establece un gran contraste con la vegetación esclerófila que le rodea, lo que le confiere un enorme valor paisajístico y ecológico, convirtiéndose en hábitat de un amplio número de especies vegetales y animales.

El área de estudio se encuentra surcada por el tramo medio del Ebro y los tramos bajos de los ríos Gállego, Jalón y Huerva. En sus llanuras de inundación y allí donde no existe demasiada presión humana sobre el cauce del río, quedan recluidos los escasos reductos de bosque de ribera (sotos), junto al resto de formaciones propias de ribera, disponiéndose en bandas longitudinales al cauce en función de la distancia al nivel freático. En estos sotos dominan las formaciones de *Populus nigra* -chopo-, con ejemplares de *Populus alba* -álamo-, *Fraxinus angustifolia* -fresno-, *Salix alba* -sauce-, *Ulmus minor* -olmo-, así como algunos del género *Tamarix* (Ollero, 1996; Longares, 2004).

Este tipo de comunidades vegetales, desempeña una importante función en la dinámica fluvial, protegiendo las márgenes de la erosión, fundamentalmente

durante los eventos de avenida, fijando el terreno con sus raíces y contribuyendo a favorecer los procesos de sedimentación por decantación y por tanto a enriquecer los suelos.

Por otro lado, la llanura de inundación de los cauces ha sido el espacio más castigado desde el punto de vista natural. En él la proliferación de cultivos y obras de regulación de la cuenca en lo que a los eventos de crecida se refiere, han favorecido que los cultivos de regadío y plantaciones de chopos hayan ido invadiendo cada vez más terrenos de la llanura aluvial del río (Ollero, 1996).

En este ambiente, destacan los meandros abandonados o galachos, con una flora mucho más diversa y en la actualidad bajo figuras de protección del medio natural al albergar un complejo mosaico de comunidades vegetales que responden a las variaciones de humedad, pedregosidad y salinidad del sustrato.

Aquellas zonas que permanecen encharcadas de modo casi permanente aparecen pobladas por *Phragmites australis* –carrizo-, en ocasiones acompañados por *Typha angustifolia* y *Typha latifolia* –anea-. Por su parte, las áreas más próximas a la orilla, donde las inundaciones ocurren periódicamente, están ocupadas por *Tamarix gallica* –tamarindo- y *Paspalum dilatatum* –pasto miel-, mientras que en áreas más alejadas de la orilla, donde las inundaciones ocurren de manera esporádica, aparecen de nuevo los *Tamarix gallica*, pero esta vez acompañados de *Dittrichia viscosa* –hierba mosquera-.

Por otro lado, en las zonas con un sustrato fundamentalmente limoso, la vegetación dominante está compuesta por diversas especies de juncos, acompañadas de *Scirpus holoschoenus* –junco- y *Phalaris arundinacea* –phalaris-, mientras que allí donde predomina un sustrato de tipo arenoso pueden desarrollarse gramíneas como *Erianthus ravennae* –erianto- e *Imperata cilíndrica* –sujo-. Por su parte, en las áreas donde el sustrato está constituido casi exclusivamente por guijarros, la especie vegetal más característica es la *Retama sphaerocarpa* –retama-, que suele estar acompañada por *Tamarix gallica* en aquellas áreas donde la humedad se encuentra a una profundidad media

Las actividades antrópicas, fundamentalmente con la extracción de áridos, el pastoreo y la agricultura, han favorecido la mezcla de especies y comunidades vegetales (Castro *et al.*, 2001).

No hay que olvidar, en estos ambientes semiáridos, la presencia de tapices liquénicos –costra biológica- que adquieren una gran importancia gracias a su labor protectora frente a la erosión del viento o del agua en sus diversas formas –escorrentía, gotas de lluvia, nieve, cristales de hielo...-. Estos se ubican preferentemente sobre las costras yesíferas que se forman en la superficie de los suelos del área de estudio, siendo las especies más importantes *Diplochistes diacapsis*, *Psora saviazzi*, *Fulgencia desertorum*, *Fulgencia poelti*, *Acaspora nodulosa*, *Buellia zohasissima* y *Acarospora placodiiformis*. Mientras, sobre los lapiaces desnudos se instalan unos líquenes endémicos de los yesos peninsulares de tipo incrustante: *Lecida gypsicola* y *Lecida ariínariodes*, y sobre los taludes con orientación norte u oeste, aparece *Lepraria crassissima*, un líquen que forma medallones coalescentes aprovechando condiciones de mayor humedad y menor insolación (Desir, 2001) (Fot. 14).



Fot. 14. Líquenes sobre yesos –costra biológica-.

2. LOS ESTUDIOS DEL HOLOCENO Y LA APLICACIÓN DE LA GEOARQUEOLOGÍA EN EL NORESTE DE ESPAÑA

El Cuaternario, término introducido por Desnoyers en 1829, es el último periodo del registro geológico, formando parte del Cenozoico, aunque en el momento actual está en discusión si debe ser un periodo independiente del Terciario. Se compone de dos épocas bien diferenciadas, que son el Pleistoceno –caracterizado por las grandes fluctuaciones climáticas que se tradujeron en una sucesión de etapas glaciares e interglaciares- y el Holoceno, que es considerado el último y actual estadio interglaciar.

A raíz de los estudios polínicos realizados en el Norte de Europa por Blytt y Sernader en el s. XIX se admite que el penúltimo episodio frío del Máximo Glaciar Würmiense es el denominado *Older Dryas*, tras el cual tuvo lugar en el hemisferio norte un repentino calentamiento climático, durante la oscilación Allërod hacia el 14,7 ky B. P. (Uriarte, 2003). Tras esta breve transición cálida se genera la etapa fría del *Younger Dryas*, que comenzó hacia el 13 ky B. P., cuando las temperaturas descendieron bruscamente, probablemente a causa de un debilitamiento de la circulación termohalina del Atlántico Norte, y se mantuvieron bastante estables hasta el 11,5 ky B. P. El final de esta etapa fría marca el inicio del Holoceno, con el calentamiento definitivo de las aguas marinas superficiales (incrementos de hasta 10 °C), fusión rápida de los hielos continentales y estabilización climática propia de un interglaciar. Sin embargo, la fecha límite entre el Pleistoceno y el Holoceno es aún hoy un tema polémico, puesto que no existen criterios homogéneos a la hora de fijarla. Desde el punto de vista de la división del Cuaternario en estadios isotópicos, el Holoceno correspondería al M.I.S. (Marine Isotope Stages) 1, también denominado *Present interglaciar*, aunque los datos de los sondeos de los casquetes de hielo pueden hacer variar ligeramente la fecha inicial. Así, según el sondeo de Vostok (Petit *et al.*, 1989), este periodo comenzó en el 11 ky B. P., mientras que según Walker *et al.* (1999) y el *Greenland Ice Core Project* –GRIP-, dio comienzo en el 11,5 ky B. P.

En cualquier caso, este último y actual periodo se caracteriza por presentar una elevada variabilidad climática, con fluctuaciones importantes en las temperaturas y precipitaciones (Lamb, 1977; Roberts, 1989; Uriarte, 2003), que

se traducen en ligeras variaciones del nivel marino, cambios en la dinámica de la vegetación y de la fauna, así como alternancias en los procesos fluviales (Gribbin y Lamb, 1978; Lamb, 1981, 1982; Bintliff, 1982 b; Rotberg y Rabb, 1981, Thorndycraft y Benito, 2006 a). Como veremos, incluso los procesos geomorfológicos menores, como la dinámica de laderas, fondos de valle y conos aluviales, son capaces de registrar esta variabilidad climática en ambientes de cierta fragilidad y rápida respuesta ante los cambios ambientales, como es el clima mediterráneo.

El estudio del Holoceno, y en especial del Holoceno Superior, en el ámbito mediterráneo, ha alcanzado una importancia creciente en las últimas décadas por diversas razones. En primer lugar, porque ha crecido el interés por conocer la impronta diferencial entre la acción humana y los cambios climáticos o ambientales en épocas históricas, hecho que ha ido unido a los estudios relativos al estudio de la erosión en medios semiáridos. En segundo lugar, porque a medida que se va conociendo la importancia ambiental que puede tener el cambio climático actual y futuro, aumenta la necesidad de comparar el contexto actual con situaciones anteriores que reproduzcan ambientes similares. Ello permitiría evaluar las consecuencias geomorfológicas, los posibles riesgos ambientales, la evolución de los recursos naturales, etc. con una mayor precisión. Finalmente, por parte de la Arqueología ha surgido una vía de investigación mixta, la Geoarqueología, orientada a la reconstrucción de paleoambientes a partir de la interpretación de registros sedimentarios vinculados con la actividad humana.

2.1. La división paleoambiental del Holoceno según diferentes criterios.

- Hacia finales del siglo XIX, Blytt y Sernader, basándose en las variaciones de humedad y temperatura, extraídas a partir de los estudios polínicos en el Norte y centro de Europa, llegaron a dividir los últimos 12000 años de historia de la Tierra en ocho **etapas paleoclimáticas**: Older Dryas, oscilación Allërod, Younger Dryas, Preboreal, Boreal, Atlántico, Subboreal y Subatlántico (Fig. 6).

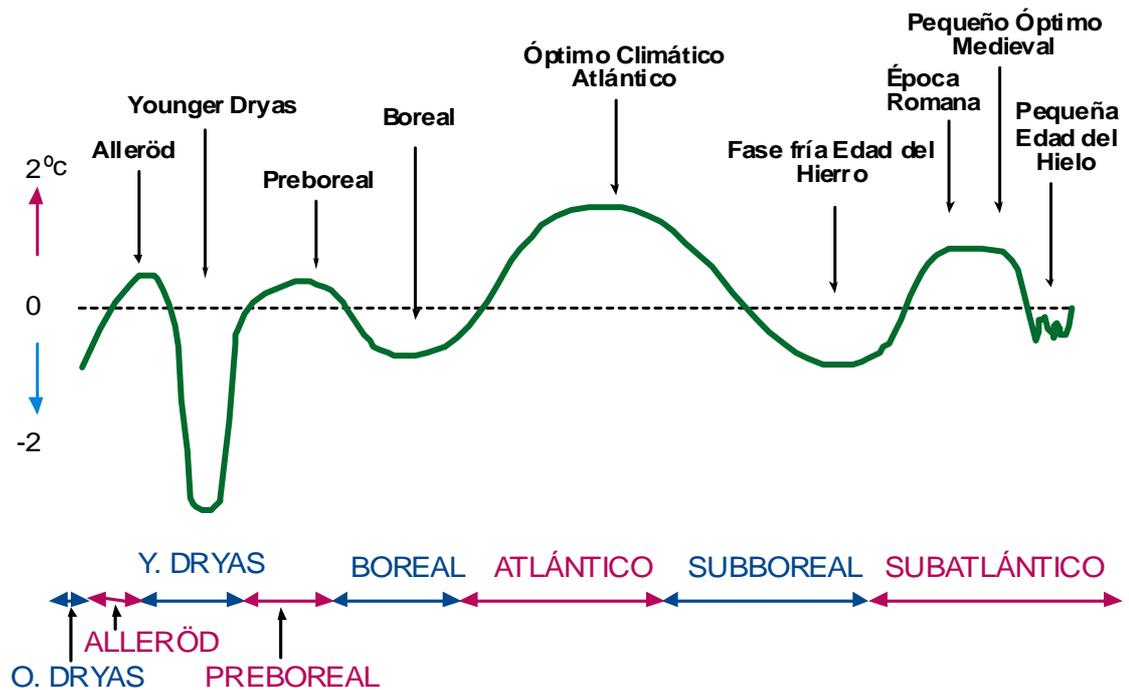


Fig. 6. Etapas paleoclimáticas del Holoceno (reelaborado de Peña *et al.*, 2005).

- Más recientemente, Jalut *et al.* (2000), establecen fases relacionadas con la **alternancia cíclica de períodos de aridificación del clima**, basándose en análisis polínicos realizados en transectos que abarcan desde la costa atlántica hasta el litoral mediterráneo. Los datos obtenidos en sus áreas de estudio, distribuidas desde el SO francés hasta el SE español, son contrastados y correlacionados con secuencias de polen tanto continentales como marinas del sector occidental de la cuenca mediterránea, así como con otro tipo de datos regionales independientes de la actividad antrópica. Como resultado, se identifican seis etapas de cambios importantes en la cubierta vegetal, relacionadas con la existencia de períodos de aridificación climática. Según el análisis estadístico de sus resultados, a pesar del creciente impacto antrópico sobre el medio ambiente, es el clima el que ejerce una influencia decisiva sobre la vegetación. No obstante, basándose en el sincronismo que se aprecia entre el cambio climático global, las variaciones en la cubierta vegetal y el aumento en los indicadores antropogénicos, es posible respaldar la idea de que las actividades humanas han potenciado los efectos del clima sobre el medio físico al tener que

modificar su entorno para adaptar sus modos de vida a las nuevas condiciones climáticas (Fig. 7).

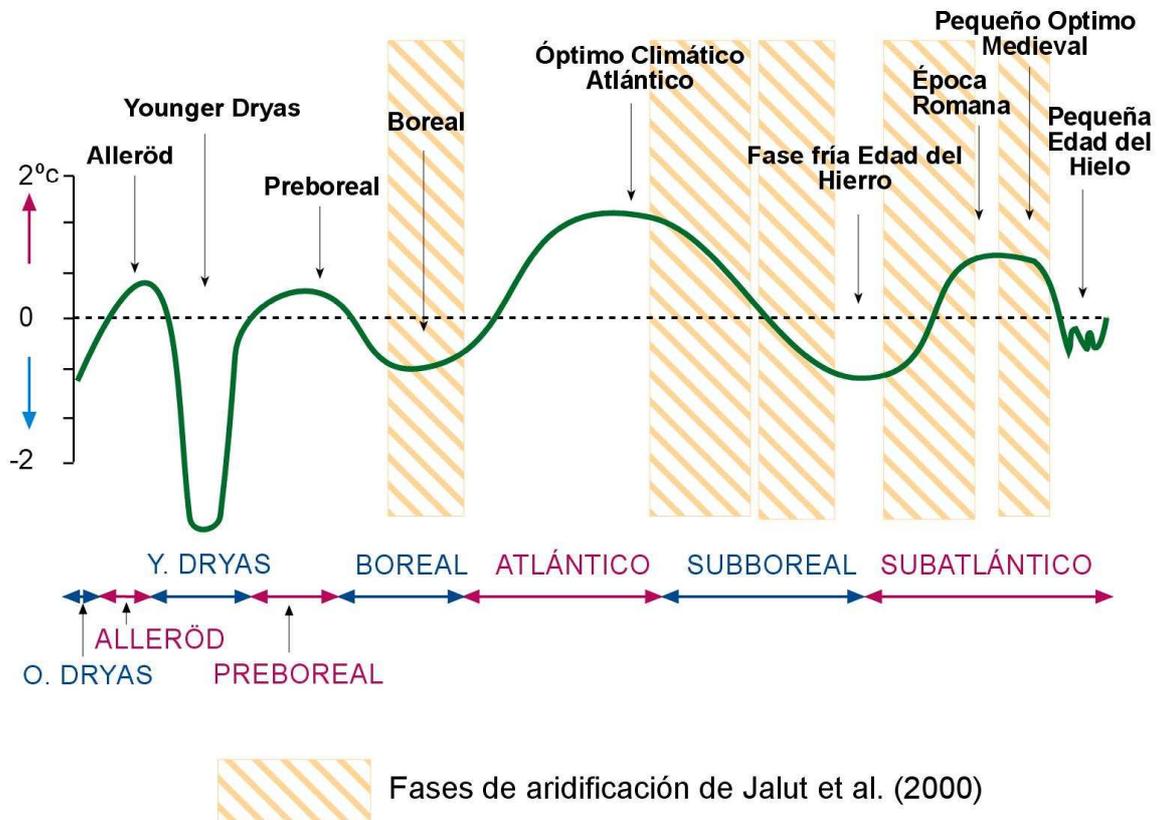


Fig. 7. Ubicación de las fases de aridificación del clima de Jalut *et al.* (2000) en la escala cronológica del Holoceno.

- Mayewski *et al.* (2004) dividen el Holoceno en **fases de Rapid Climatic Change (RCC)** (Fig. 8), a partir de las series químicas de alta resolución obtenidas del Greenland Ice Sheet Project2 (GISP2) y partiendo de unos intervalos de expansión y retroceso glaciar durante el Holoceno, generados por las variaciones a largo plazo de la insolación, establecidos previamente por Denton y Karlén (1973). Mayewski concluye que el clima holoceno se caracteriza por su elevada variabilidad, siguiendo unos patrones cíclicos que incrementan su frecuencia desde el Holoceno medio hasta la actualidad. Se trata de cambios bruscos pero de poca duración, que no obstante han sido lo suficientemente prolongados en el tiempo como para afectar a los ecosistemas y a las actividades humanas. Asegura el autor que a pesar

del alcance global de estas fluctuaciones climáticas, la respuesta de los diferentes ecosistemas a los RCC no es sincrónica ni equitativa. Esto aumenta la complejidad del estudio de los climas holocenos, poniendo además de relieve el riesgo que supone extrapolar los datos paleoclimáticos obtenidos en un área a otra.

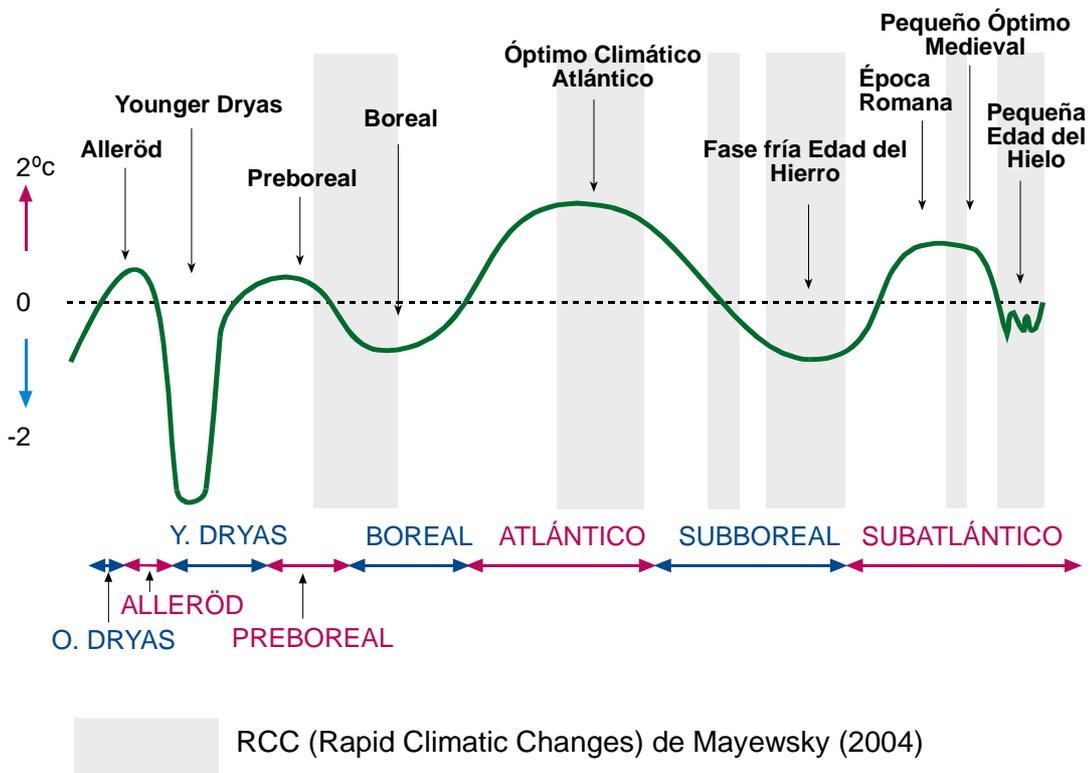


Fig. 8. Situación temporal de las etapas de RCC de Mayewsky (2004) en la escala cronológica del Holoceno.

- **Etapas culturales del Holoceno.** El hombre, desde la Prehistoria ha sido capaz de irse adaptando a los cambios en las condiciones ambientales del Pleistoceno y del Holoceno, aumentando esa presencia y su papel como agente geomorfológico progresivamente hasta alcanzar en la actualidad un protagonismo peligroso. Este avance se genera primordialmente a partir de momentos culturales del Holoceno y especialmente en el Holoceno superior. La aparición de una etapa cálida (Óptimo Climático del Atlántico), de clima bonancible, produjo una verdadera revolución agraria a partir del Neolítico, con ocupación de espacios nuevos para las prácticas de domesticación de plantas y

animales para su sustento, que produjo asimismo un aumento poblacional y un cambio tecnológico-cultural, capaces de comenzar a influir sobre el medio natural. Las fluctuaciones climáticas holocenas que le siguieron, especialmente la Fase fría de la Edad del Hierro (Lamb 1977, 1981), en el paso del Subboreal al Subatlántico, provocaron asimismo movimientos de pueblos y llegadas de culturas desde ámbitos muy lejanos, que fueron mejorando técnicamente la capacidad humana sobre el medio. La época Romana y el Óptimo Climático Medieval, ya en el Subatlántico, volvieron a crear situaciones ambientales cálidas que dieron paso finalmente a una época fría, aunque de gran variabilidad climática, que conocemos como Pequeña Edad del Hielo. El momento actual, desde finales de esta última etapa fría (mediados del siglo XIX) marca una nueva dinámica (la Edad Moderna) en la que el calentamiento y la variabilidad climática se han convertido en las tendencias dominantes (Fig. 9 y Tabla 2).

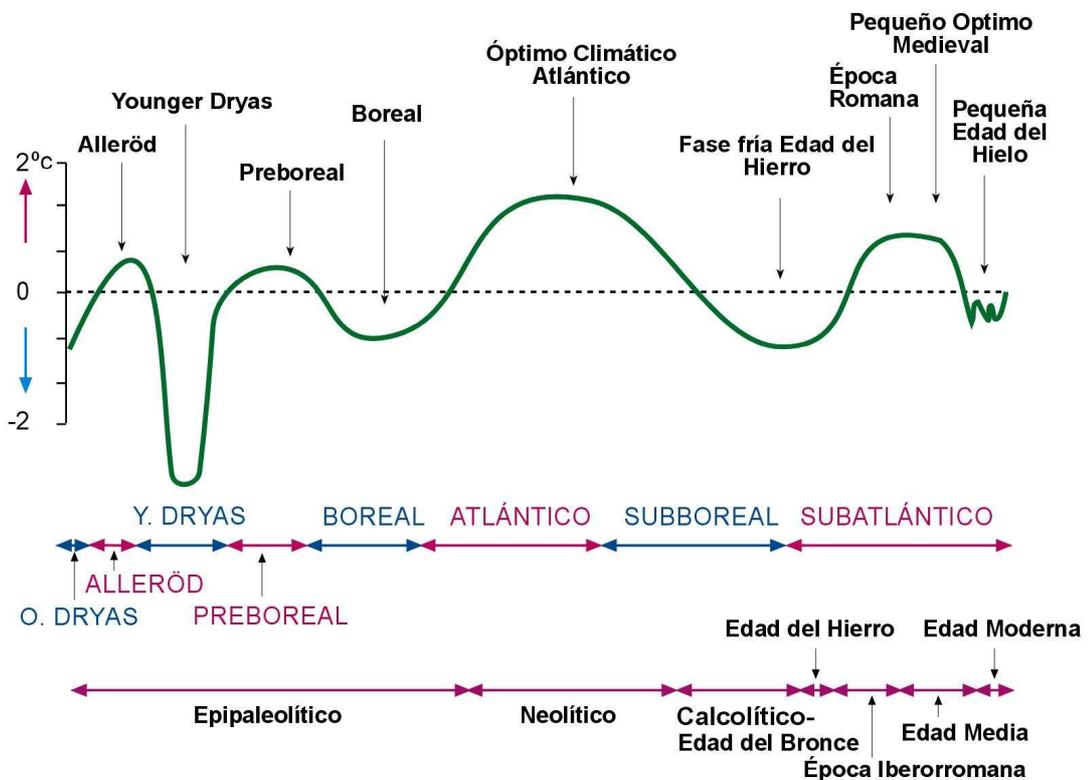


Fig. 9. Situación cronológica de las fases culturales prehistóricas e históricas holocenas.

		Etapa climática	Etapa cultural	Características Clima		
		HOLOCENO	TARDIGLACIAR	HOLOCENO INFERIOR	OLDER DRYAS 12000-11700 B. P.	Paleolítico superior
ALLEROD 11700-11000 B. P.	Epipaleolítico				Fase cálida	
YOUNGER DRYAS 11000-10000 B. P.					Fase fría	
BOREAL 10000-8000 B. P.					Fase templada/ húmeda	
POSTGLACIAR	HOLOCENO SUPERIOR		ATLÁNTICO 8000-5000 B. P.	Neolítico	<i>Óptimo climático Atlántico</i> Cálida/ seca	
			SUBBOREAL 5000-2500 B. P.	Calcolítico 5000-3800 B. P.	Templada/húmeda <i>Fase fría Edad del Hierro</i>	
				Bronce 3800-2700 B. P.		
				Hierro 2700-2500 B.P.		
			SUBATLÁNTICO 2500 B. P.- 0	Ibérica 2500-2200 B. P	Fase cálida y seca	Fase cálida
				Romana 2200 B. P.-IV d.C.		
Medieval s.V-s.XV d. C.	<i>Pequeño Óptimo medieval o subatlántico</i>					
Musulmán S. VIII-XII d. C.						
Moderna	<i>P. E. H.</i> 1/2s. XIV-1/2s.XIX	Fase cálida actual				

Tabla 2. Cuadro donde se resumen esquemáticamente las divisiones climáticas y culturales del Holoceno. Elaborado a partir de Lamb, 1977; Leroi-Gourhan *et al.*, 1978; Peña et al, 2004, 2005.

- **Las secuencias de acumulación e incisión.** Las fluctuaciones climáticas ayudadas a veces por las actividades humanas, permiten la realización de estudios multidisciplinares acerca de los cambios ambientales y los impactos humanos en el medio, reflejados en la

dinámica de procesos de acumulación e incisión, especialmente en ambientes aluviales (Brown, 1997). Así, las laderas, los conos y las terrazas presentan una secuencia de niveles acumulativos correlacionables con las diferentes variaciones ambientales que se han sucedido a través del tiempo (Vita-Finzi, 1969; Butzer, 1982). En estos ámbitos tan dinámicos el registro arqueológico aparece muy fragmentado, pero es muy importante la reconstrucción paleoambiental de este tipo de paisajes debido a su estrecha relación desde antiguo con las actividades humanas. Por otra parte, existe una relación entre la magnitud y la frecuencia del cambio y la importancia de las fluctuaciones generadas (Burillo y Peña, 1984 a), por lo que no cabe esperar grandes variaciones geomorfológicas sino pequeños escenarios de cambio, que localmente pueden tener un gran significado paleoambiental.

Cabe precisar que es durante el Holoceno cuando han tenido lugar la mayor parte de los cambios culturales y medioambientales, lo que hace posible la datación de los eventos morfogenéticos en base al registro arqueológico contenido en los depósitos detríticos (Fig. 10), pudiéndose valorar el impacto humano en el medio ambiente en cada etapa cultural, deducir la probabilidad de riesgos ambientales futuros e incluso realizar aproximaciones acerca de la celeridad con la que dichos eventos han tenido lugar.

Por esta razón las formas de relieve cobran importancia a la hora de realizar reconstrucciones paleoambientales holocenas y de dilucidar si los cambios medioambientales han tenido lugar por causas naturales, antrópicas o mixtas (French, 2002). Si esto se lograra, sería posible realizar predicciones acerca de las repercusiones en las actividades socio-económicas futuras a partir de los cambios climáticos.

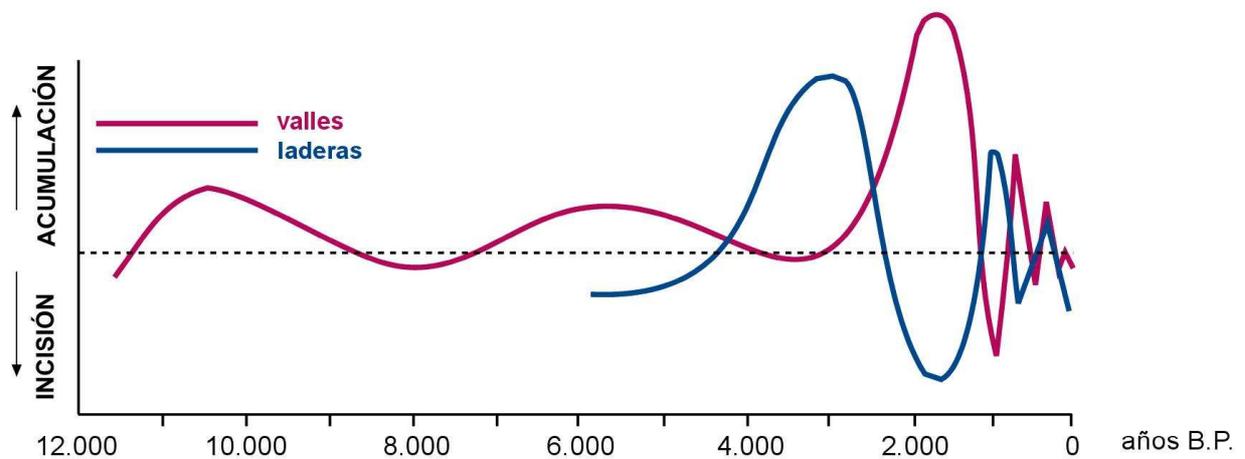


Fig. 10. Etapas de acumulación e incisión durante el Holoceno en laderas y valles (Peña *et al.*, 2004).

- Secuencia cronoedáfica y secuencia cultural.** El estudio detallado de los suelos de los yacimientos arqueológicos es de una gran importancia en tanto que constituyen el soporte físico del grupo humano y, por eso mismo, registran los impactos que ocasionan sus actividades a través del tiempo. Asimismo, las diferentes características edafológicas son indicativas de las condiciones paleoambientales dominantes durante la génesis y posterior evolución de los suelos. Autores como Reider (1980, 1982), al poner en relación el registro arqueológico con los rasgos edáficos determinados por las condiciones ambientales, constatan una disminución en las precipitaciones entre el Pleistoceno final y el Holoceno medio, aunque en ocasiones, el impacto local de las actividades humanas puede inducir cambios de índole mayor que cualquier variación climática (Macphail, 1986). Durante el Holoceno, las características de los suelos han experimentado importantes variaciones. Alrededor del 8000-9000 B.P., con el inicio del sedentarismo, se detectan las primeras alteraciones debidas a las actividades humanas, principalmente a causa de la presión sobre la cubierta vegetal, que se traduce en pérdidas de suelo, sobre todo en las zonas con pendientes más acusadas. Las fluctuaciones climáticas han

favorecido el desencadenamiento de procesos erosivos o de alteración de las características edáficas. Así, durante el Óptimo Climático Atlántico se dieron las condiciones adecuadas para el desarrollo de suelos más evolucionados y con mayor cantidad de nutrientes, mientras que durante las etapas frías del Subatlántico tiene lugar una regresión a los procesos edafogenéticos típicos de las primeras fases del Holoceno.

2. 2. Las técnicas de datación aplicables al Holoceno

El desarrollo de numerosos métodos de datación en las últimas décadas ha constituido un gran avance en la investigación geomorfológica. La aplicación de estas técnicas a los depósitos holocenos es fundamental a la hora de interpretar y comprender los cambios naturales y culturales que han tenido lugar, ya que conociendo su cronología es posible llegar a establecer ratios de cambio en el pasado. Los registros arqueológicos pueden ser importantes en la datación relativa de los cambios ambientales, si bien es preferible realizar dataciones absolutas cuando sea posible para obtener una mayor precisión. Pero no todos los métodos de datación son adecuados para la investigación geoarqueológica, ya que se requiere que la técnica empleada abarque rangos de edades que comprendan el periodo Holoceno. En los estudios paleoclimáticos, en concreto aquellos referidos a los registros holocenos de un ambiente semiárido como es el mediterráneo, se utilizan fundamentalmente las técnicas de datación que se resumen a continuación:

- Los **métodos radiométricos** fueron descubiertos durante la segunda mitad del siglo XX. Se basan en el principio de *desintegración radioactiva*, según el cual los isótopos inestables –denominados isótopos *padre*– se descomponen siguiendo una serie de etapas hasta llegar a convertirse en un isótopo estable –el isótopo *hijo*–. Las velocidades constantes de desintegración de muchos isótopos *padre* han sido ya medidas con precisión, por lo que es posible fechar aquellas rocas y materiales que los contengan. A la hora de estimar la edad de materiales más recientes se emplea el Carbono-14, isótopo radiactivo del carbono capaz de datar hasta 55000 años B. P. Por ello, este isótopo

se ha convertido en una herramienta de trabajo muy útil en los estudios centrados en el Holoceno, como son los de geoarqueología, entre otros. En las regiones áridas y semiáridas es difícil disponer de muestras de carbón en cantidad suficiente para su datación por este procedimiento, por lo que se desarrolló el método de datación por AMS (espectrometría de masa por acelerador) (Geyh, 1990), que permite conocer la edad de muestras muy pequeñas, de tan solo unos miligramos, a partir de la utilización de cada átomo de los nucleoides cósmicos previamente determinados (Schulte, 2002 a, b). Además, la datación por radiocarbono tiene la particularidad de que la concentración de Carbono-14 no ha sido constante a través del tiempo, puesto que factores como la actividad solar, el CO₂ contenido en los océanos y la polución humana generan variaciones en su producción. En especial, desde 1950 los ensayos nucleares y las bombas atómicas han alterado la concentración de isótopos en la atmósfera. Esto hace necesario calibrar las edades obtenidas por radiocarbono mediante curvas de calibración obtenidas de estudios dendrocronológicos como las de Klein *et al.* (1980), Pearson y Stuiver (1986), Stuiver y Pearson (1986) y Stuiver *et al.* (1998).

- Por otra parte, existen tres métodos de datación mediante **luminiscencia**, que son la *termoluminiscencia* –en la que se procede a calentar la muestra por encima de una cierta temperatura-, la *luminiscencia ópticamente estimulada (OSL)* –en la que la muestra es expuesta a la luz para que descargue la radiación absorbida-, y la *luminiscencia estimulada por rayos infrarrojos*. Minerales como el cuarzo y el feldespato, mientras permanecen cubiertos, aislados por completo de la luz, absorben las radiaciones emitidas por los elementos circundantes y las almacenan en su estructura en forma de impurezas. Al ser calentados por encima de un cierto umbral térmico o al ser expuestos a la luz, se descargan de impurezas a través de la emisión de las radiaciones absorbidas. Este método de datación requiere la medición en el campo, en el punto de donde se ha tomado la muestra, de la radiación *in situ* por unidad de tiempo, mediante un espectrómetro o un dosímetro. Se utiliza principalmente para fechar acumulaciones

eólicas –loess-, sedimentos fluviales, aluviales, litorales, fluvio-glaciares y glaciolacustres, así como para cerámicas.

- La **dendrocronología**, por su parte, se fundamenta en la información paleoclimática aportada por una serie temporal de anillos de crecimiento anual extraída de un conjunto de árboles considerados lo más representativos posibles de la población forestal de un lugar concreto, datada de manera absoluta, basándose en el hecho de que el crecimiento radial de las leñosas está condicionado principalmente por el clima (Saz, 2.003). Resulta ser de una gran utilidad a la hora de realizar reconstrucciones paleoclimáticas, ya que también data eventos con consecuencias geomorfológicas, concretamente aquellos capaces de destruir la cubierta vegetal, como son los deslizamientos de tierras, las avenidas de agua, etc. En principio, la datación por este método es relativamente simple, pues la medición de los anillos de los árboles se ha automatizado parcialmente a través del empleo de densitometrías por rayos x y es el ordenador quien genera el resultado, si bien existen complicaciones como la presencia de falsos anillos de crecimiento o bien la ausencia de algunos. Estas complicaciones responden en su mayor parte a variaciones climáticas que limitan el crecimiento de la vegetación, por lo que la dendrocronología puede resultar útil a la hora de realizar reconstrucciones paleoclimáticas y paleohidrológicas. Para que la datación por este método sea útil, se requiere la toma de una muestra con un diámetro suficiente que permita la contabilización de anillos y que la especie empleada para tal fin cuente ya con una curva standard regional (Brown, 1997).
- Método de datación **Plomo²¹⁰**, que se basa en la concentración de este isótopo radiactivo natural en los sedimentos (Goldberg, 1993; Appleby y Oldfield, 1983). El Pb^{210} surge de la serie de desintegración del Uranio 238, queda absorbido en las partículas atmosféricas y se va precipitando sobre la superficie terrestre, pasando a combinarse con las partículas del suelo, donde también aparece este isótopo como consecuencia de la desintegración del Ra^{226} . Al Pb^{210} precipitado se le conoce como en exceso, mientras que el producido en los propios sedimentos es

conocido como Pb^{210} en equilibrio. La edad del sedimento se deduce a partir del análisis de la concentración del Pb^{210} en exceso contenido en el sedimento (Soto *et al.*, 2000, Schulte, 2002 a, b).

2.3. La Geoarqueología como técnica para el estudio del Holoceno.

Todos los paisajes y los ecosistemas son el resultado de la interacción entre los procesos naturales y los culturales. Del interés por conocer la influencia de la interacción hombre-medio en la evolución del paisaje, surge la **Geoarqueología**, que se centra fundamentalmente en las reconstrucciones paleogeográficas y en la adaptación de éstas a las divisiones temporales del Holoceno. A través de ella, los datos arqueológicos y paleoambientales pueden ser datados desde el mismo contexto estratigráfico (Roberts, 1989), por lo que French (2003) define esta ciencia como el estudio combinado de registros geomorfológicos y arqueológicos.

La Geoarqueología se distingue de las ciencias de la Tierra en tanto que se caracteriza por utilizar los métodos de éstas para la interpretación de la interacción entre los grupos humanos y el clima, el paisaje, la vegetación y la hidrología (Stein y Linse, 1993). Por su parte, Rapp y Hill (1998) opinan que se trata de cualquier concepto, técnica o conocimiento de las ciencias de la Tierra aplicable al estudio de los artefactos y procesos implicados en la génesis del registro arqueológico, considerándola el punto de partida a la hora de realizar cualquier estudio diacrónico del paisaje.

La Geoarqueología ha evolucionado en las últimas décadas desde diversas perspectivas, siendo una de las más extendidas la que la concibe como una disciplina auxiliar de la Arqueología, aplicando los conceptos, técnicas y métodos de las ciencias naturales al estudio de los yacimientos arqueológicos. En contraposición, existen enfoques alternativos que la consideran una ciencia con objeto de estudio, metodología y objetivos propios. Goldberg y Macphail (2006) afirman que la Geoarqueología abarca cualquier tema o cuestión que esté a caballo entre la Arqueología y las ciencias de la Tierra, considerando equivalentes las acepciones de Geoarqueología, Arqueología geológica y Geología arqueológica. Butzer (1982), sin embargo, establece una clara

diferencia entre la Arqueología geológica y la Geoarqueología, que radica en que mientras la primera simplemente aplica conceptos de la Geología para caracterizar de manera breve las particularidades geológicas del yacimiento estudiado, la segunda integra también los procesos morfogenéticos en la investigación arqueológica, de manera que permite realizar reconstrucciones paleoambientales e identificar las causas que han generado los cambios en el paisaje, de manera que favorece una mejor comprensión del yacimiento. Martínez-Cortizas y Moares (1995), por su parte, son de la opinión de que la Geoarqueología ha de entenderse, no como una disciplina independiente, sino como un conjunto de disciplinas –geomorfología, estratigrafía, edafología, arqueología, palinología...- que se combinan y se complementan para la elaboración de estudios paleoambientales, en los que se analiza conjuntamente la dinámica natural y al ser humano con sus actividades.

Para autores como Waters (1992), Renfrew y Bahn (1993) y Renfrew (2001), tres son los **objetivos principales** de la Geoarqueología, que se resumen en la reconstrucción de los ecosistemas humanos:

1. La ubicación de los restos arqueológicos y su entorno en su correspondiente contexto temporal, mediante dataciones relativas –a través de la estratigrafía- y, siempre que sea posible, absolutas.
2. La comprensión de los procesos naturales y culturales involucrados en la formación del yacimiento (Renfrew, 1976), que conforman el contexto espacial.
3. La reconstrucción sincrónica y diacrónica de los paisajes.

En esta misma línea, French (2003) opina que el objetivo fundamental de la Geoarqueología es la construcción de modelos integrados por los sistemas naturales por una parte y las sociedades humanas por otra, con el fin de evaluar los impactos generados por el ser humano en el paisaje a través de la historia. En este sentido, las ciencias medioambientales han sido de gran ayuda de cara al reconocimiento de los factores desencadenantes de las transformaciones acaecidas en el paisaje, pero Butzer (2005) afirma que sólo son un componente para esclarecer el origen del cambio, puesto que el ser

humano con sus actividades socioeconómicas constituye un elemento esencial a la hora de descubrir las causas que han ocasionado los cambios.

Por su parte, Renfrew (2001) asegura que la Geoarqueología permite la comprensión del contexto paisajístico en el que se ubican los yacimientos y también los pequeños hallazgos de restos arqueológicos. Las reconstrucciones sincrónicas y diacrónicas de los entornos ambientales de los yacimientos arqueológicos permiten relacionar los cambios en la distribución de los procesos geomorfológicos con los cambios en el desarrollo de las actividades humanas (Butzer, 1982; Davidson, 1985).

La **metodología** empleada para alcanzar los objetivos principales de la Geoarqueología consiste en la combinación de técnicas propias de las ciencias de la Tierra con aquellas propias de la Arqueología. Resulta básica la observación en el campo a la hora de iniciar cualquier estudio geoarqueológico, siempre previa a la posible extracción del material arqueológico del registro sedimentario. Los procedimientos necesarios para la realización del trabajo de campo comprenden desde aproximaciones a escala regional hasta técnicas que requieren una escala de detalle. Algunas de las herramientas y procedimientos más comunes que se han utilizado para la elaboración de este estudio son las que se relacionan a continuación:

- Fotografías aéreas verticales. Sus características estereoscópicas permiten observar la superficie del terreno en tres dimensiones y proporcionan una visión de conjunto del territorio que se pretende estudiar, en la que se aprecia el relieve, las formas –antrópicas o naturales- del paisaje, la distribución de la cubierta vegetal, la organización de la red hidrográfica, etc. y permiten la realización de una cartografía general del área de estudio. Dependiendo de la escala a la que están tomadas las imágenes aéreas, permiten un mayor o menor grado de detalle, por lo que se suelen combinar las de menor escala para la cartografía general con las de escala de detalle para cartografiar aquellos espacios de especial interés geoarqueológico. Constituyen una herramienta muy útil para obtener un buen conocimiento del terreno previo al trabajo de campo.

- Mapas topográficos. Son sumamente útiles a la hora de definir el contexto espacial del área de estudio y constituyen un apoyo fundamental a la hora de fotointerpretar las imágenes aéreas y elaborar con ellas una cartografía geomorfológica y geoarqueológica. Por regla general, la información más útil que aportan los mapas topográficos son los datos de altitud, representados por las isohipsas y por los vértices geodésicos, y las coordenadas UTM, que permiten localizar con bastante exactitud cualquier elemento del paisaje. La escala del mapa condiciona el grado de detalle de la información obtenida. Se considera que tienen una alta resolución las escalas 1:20000 o mayores, por lo que son adecuadas para estudios geoarqueológicos de ámbito local (Garrison, 2003).
- Mapas geológicos. La información acerca del sustrato rocoso y del tipo de sedimento localizado en el área de estudio puede ser de una gran utilidad a la hora de identificar el origen del material utilizado para elaborar útiles humanos, así como para decidir qué método emplear para su análisis instrumental. Si se contrasta la información referente a los depósitos cuaternarios que aparecen representados en el mapa geológico con una cartografía edafológica, es posible realizar una aproximación a la edad de dichos depósitos, puesto que el grado de evolución de los suelos es un indicador de su edad aproximada.
- Elaboración de perfiles sedimentológicos. Se trata de realizar una descripción detallada de la información contenida en los estratos de los depósitos sedimentarios estudiados. Éstos proporcionan información acerca de los procesos deposicionales así como de las características ambientales en el momento de la sedimentación. Se pueden describir desde el punto de vista edafológico, en términos de horizontes pedológicos, o bien desde el punto de vista litoestratigráfico, estableciendo diferentes unidades litológicas y/o sedimentarias. La presencia de suelos revela la existencia de etapas de estabilidad ambiental que permiten la edafogénesis. La elaboración de estos perfiles hace posible obtener abundante información que permite conocer el grado de evolución del suelo, los posibles cambios en su uso o si hay

algún depósito de origen antrópico (French, 2003). También es importante la constatación de posibles procesos postdeposicionales que afecten a la acumulación descrita (Burillo y Peña, 1984 a).

- Toma de muestras. Finalizada la descripción detallada del área de estudio, se procede a la toma de muestras en los puntos de especial interés para proceder a la realización de dataciones relativas –con la interpretación de la ubicación de los restos culturales en el depósito sedimentario- y absolutas –con la toma de muestras orgánicas para su datación por radiocarbono-.
- Establecimiento de correlaciones. Estas pueden establecerse entre diferentes tipos de muestras de un mismo perfil sedimentológico, con el fin de obtener una visión global e interdisciplinar de la información que ofrece la acumulación, o bien entre perfiles realizados en diferentes puntos de interés del área de estudio, e incluso de fuera de ella, para obtener conclusiones referentes a un ámbito espacial más amplio.

Una de las grandes ventajas de la Geoarqueología es su capacidad para identificar patrones de evolución cultural y natural (Roberts, 1989), permitiendo la reconstrucción de paleoambientes así como el establecimiento de interrelaciones entre el desarrollo de las actividades humanas y el medio ambiente. Por ello, la aplicación de los modelos de cambio establecidos a raíz de las investigaciones en paleoambientes del Cuaternario, es sumamente útil para la evaluación de los impactos que puedan ocasionar el desarrollo de las sociedades y las variaciones medioambientales a corto, medio y largo plazo. La investigación geoarqueológica se puede llevar a cabo desde diferentes puntos de vista y a diferentes escalas, desde la cartografía geomorfológica del área de estudio hasta los más detallados análisis sedimentológicos de las distintas formas de relieve, y el fin último de un geoarqueólogo consiste en la reconstrucción paleogeográfica y paleoambiental del entorno estudiado, así como en el establecimiento de la interrelación entre las características ambientales y las ocupaciones humanas (Burillo y Peña, 1984 a).

2.3.1. Los estudios geoarqueológicos en el ámbito mediterráneo

Durante el Holoceno los paisajes mediterráneos han experimentado cambios sustanciales debidos a las sucesivas variaciones ambientales. El ser humano ha constituido, de manera directa o indirecta, un factor a tener en cuenta a la hora de estimar el origen y la magnitud de dichas variaciones. Por ser el ámbito mediterráneo un medio muy frágil ante las fluctuaciones ambientales y por soportar la presión por parte de las sociedades humanas desde tiempos prehistóricos, constituye un marco favorable para el desarrollo de las investigaciones geoarqueológicas.

Mateu (1992) distingue tres fases en la investigación de la morfogénesis mediterránea en tiempos históricos:

- La primera etapa, la del ambientalismo científico, tuvo su origen en la década de los cincuenta y se centraba en la estimación del impacto humano sobre el medio físico a través del estudio de las relaciones de las antiguas culturas con su territorio. La región mediterránea resultó ser el contexto idóneo para tal fin debido a su riqueza histórica y prehistórica y a su posición transicional tanto bioclimática como geomorfológica.
- La década de los años sesenta, que se caracterizó por la profusión de estudios en el ámbito mediterráneo llevados a cabo en su mayor parte por investigadores de universidades del Norte de Europa, lo que supuso una renovación metodológica en los trabajos geoarqueológicos de la cuenca mediterránea.
- Por último, Mateu (1992) diferencia una etapa, en la cual nos encontramos, que se distingue por la aparición de hipótesis contrastadas. Es la fase en la que surge el debate entre el origen climático o antrópico de los aluvionamientos del Holoceno superior.

Los trabajos realizados en el ámbito mediterráneo desde un punto de vista geoarqueológico tienen su origen en los años 60-70, fundamentalmente a partir de la publicación de los estudios de Vita-Finzi (1969) relativos a las etapas de evolución holocena de los rellenos de los valles. Son también pioneros los estudios de Dufaure, (1976), Eisma (1964, 1978) o Raphael (1978) en Grecia y

Turquía. Tras ellos, se realizaron numerosas investigaciones en la cuenca mediterránea acerca de la interrelación existente entre las comunidades humanas y sus actividades y el medio físico en el que se desarrollan, como las de Butzer (1974, 1983, 1993); Bintliff (1982 a, b, 2002), Bintliff y Vanzeist (1982); Burillo y Peña (1984 a, b), Bruckner (1986), Wagstaff (1987), Neboit (1992), Ballais (1995), de Vlieghe *et al.* (1997), Bernabeu *et al.* (2001); Grove y Rackham (2003), entre otros. En esta línea se llevaron a cabo numerosos estudios geoarqueológicos en Grecia (Bintliff, 1976, 1981, 1992, 2000; Davidson, 1980; Butzer, 1982; Van Andel *et al.*, 1986, 1990; Zamani *et al.*, 1991; Peña *et al.*, 1995; de Dapper *et al.*, 1996; Lespez, 2003; Pope *et al.*, 2003; Fuchs *et al.*, 2004; Fuchs, 2007), Italia (Neboit, 1983, 1984; Bruckner, 1986; Rinaldi y Rodolfi, 1995; Caldara y Simone, 2005; Cremaschi *et al.*, 2006), Francia (Jordá y Vaudour, 1980). y en la vertiente mediterránea de la Península Ibérica (Mateu, 1983; Gilman y Thornes, 1985; Cuenca y Walker, 1986; Bergadà, 1989, 1990 y 1994; Carmona, 1990; Carmona *et al.*, 1985 y 1991; Martínez-Andreu, 1992; Castro *et al.*, 2000; Schulte, 2002 a, b), propiciados por la abundancia de vestigios arqueológicos en toda la cuenca del Mar Mediterráneo. También en el valle del Guadalquivir y en la costa atlántica andaluza se han realizado trabajos en esta misma línea (Borja, 1993; Díaz del Olmo y Borja, 1991; Barral, 2004), así como en el ámbito gallego (Martínez-Cortizas y Moares, 1995)

El ámbito mediterráneo constituye un espacio idóneo para realizar estudios interdisciplinares, puesto que goza de una posición transicional tanto desde el punto de vista bioclimático como desde el morfogenético. Esto lo convierte en un medio natural más frágil y más sensible a las pequeñas fluctuaciones climáticas holocenas así como a los cambios inducidos por las actividades de las sociedades humanas. Muchas de estas variaciones en las condiciones ambientales, bien sean desencadenadas por factores climáticos o bien lo sean por la acción antrópica, quedan registradas en algunas de las formas de relieve que se generan como consecuencia de dichas fluctuaciones. La amplia presencia del ser humano en el territorio mediterráneo favorece más aún la interdisciplinariedad de los estudios que se llevan a cabo en este ámbito, puesto que los restos culturales que quedan incluidos en los depósitos

sedimentarios permiten aproximaciones a las edades de las formas de relieve y dan pie a la elaboración de reconstrucciones paleoambientales.

Como ya se ha dicho, Vita-Finzi (1969) inició los trabajos geoarqueológicos en la cuenca mediterránea con su obra titulada *The Mediterranean Valleys*. En ella distingue dos grandes etapas de aluvionamiento fluvial, que denomina *Older Fill* –con una edad comprendida entre el Pleistoceno superior y el Holoceno inicial- y *Younger Fill* –de edad romana tardía hasta época medieval-. Su amplia localización y su aparente sincronismo implicaban un mecanismo regional como el causante de su génesis, por lo que se atribuyó el origen de estos rellenos de valle a factores climáticos. Afirma en su obra, por tanto, que son las variaciones climáticas acaecidas durante el Cuaternario las responsables principales de los ciclos de agradación-incisión, si bien no desestima la influencia humana en tales eventos. Pero la proliferación de estudios geoarqueológicos en el ámbito mediterráneo desembocó en el reconocimiento de la existencia de un número mayor de cambios ambientales en tiempos históricos. A raíz de estos resultados se comenzó a debatir entre los investigadores del Mediterráneo oriental la posibilidad de que fuera el ser humano con sus actividades el agente principal de los ciclos de agradación-incisión registrados en los rellenos de los valles durante el Holoceno.

En esta misma línea, autores como Wagstaf (1981), Pope y Van Andel (1984) o Butzer (1974, 2005) se inclinan por una explicación antropogenética para el desencadenamiento de los procesos morfogenéticos, en la que la eliminación de los bosques en ámbitos semiáridos con fines agrarios generó una ruptura de horizontes edáficos que aceleró los procesos de erosión y sedimentación en los fondos fluviales. De esta manera, tomando en consideración la evolución cultural del área de estudio, se extraen conclusiones acerca de la alternancia en los usos del suelo y en la intensidad de su presión sobre el medio, así como de sus consecuencias sobre la cubierta bioedáfica. Butzer (2005) llega a equiparar los ciclos de acumulación-erosión registrados en los rellenos de los valles con variaciones demográficas y en los usos del suelo, abordando su estudio desde la perspectiva del modelo denominado *alternancia cíclica de intensificación-desintensificación agrícola*.

En el Mediterráneo puede apreciarse una gran diversidad de paisajes, fruto de la combinación de las distintas litologías y suelos, de los diferentes tipos de cubierta vegetal, de las oscilaciones climáticas y los sucesivos cambios en los usos del suelo por parte de las sociedades humanas. Basándose en esta línea, Bousquet y Pechoux (1980), Pope *et al.* (1984), Pope y Van Andel (1984), Van Andel y Sutton (1987), Van Andel *et al.* (1990) y Fuchs (2007), entre otros autores, examinaron el efecto de los diferentes usos del suelo sobre la evolución geomorfológica en el Mediterráneo oriental. En ese ámbito, diversos ejemplos prehistóricos e históricos les permitieron señalar al ser humano como agente responsable de la evolución morfológica del paisaje, especialmente desde el comienzo del sedentarismo, si bien los efectos que las actividades humanas ejercieron sobre el paisaje se vieron incrementados por causas ambientales.

Otros investigadores que han desarrollado sus estudios en el Mediterráneo, como Jordà y Vadour (1980), Bintliff (1981, 1982, 1992), Gutiérrez y Peña (1998), Pope *et al.* (2003), Peña *et al.* (2004) sostienen sin embargo que las causas generadoras de los procesos geomorfológicos tienen un origen mixto, antropoclimático, si bien es cierto que puede cobrar más peso uno de los dos agentes en cada una de las etapas evolutivas del paisaje holoceno.

2.3.2. Estado de la cuestión en el NE de España

Son numerosas las investigaciones geomorfológicas y geoarqueológicas llevadas a cabo en el ámbito donde se localiza el área objeto de este trabajo, muchas de ellas realizadas por los miembros del grupo investigador en el que se enmarca el presente estudio.

Varios autores como Zuidam (1975, 1976), Burillo *et al.* (1981 a, b, 1985 a, b, 1986), Peña (1983), Burillo y Peña (1984 b), Bergadà (1989), Collado *et al.* (1993) entre otros, realizaron las primeras aproximaciones a la Geoarqueología en diferentes lugares del Noreste peninsular, más concretamente en el sector central de la Depresión del Ebro, Cordillera Ibérica y Sierras Exteriores Pirenaicas. En su mayor parte, estos trabajos se centraron en la investigación acerca de la evolución de los rellenos de las vales (Burillo *et al.*, 1985 b;

Soriano y Calvo, 1987; Soriano, 1989; Peña, 1996; Peña *et al.*, 1993, 1996 a, 2001 y 2004) y de las acumulaciones de ladera (Burillo y Peña, 1984 b; Burillo *et al.*, 1981 a, b, 1983, 1985 a; Gutiérrez y Peña, 1989; Peña y Rodanés, 1992; Peña y González, 1992; Peña *et al.*, 2002), si bien también lo hicieron en las reconstrucciones paleoambientales y paisajísticas de este ámbito (Burillo *et al.*, 1986; Gutiérrez y Peña, 1989; Stevenson *et al.*, 1991; Chueca *et al.*, 1992; Rodríguez-Duque *et al.*, 1996 a, b, 2005; Peña *et al.*, 1996 a, b; Sopena y Peña, 1998; Peña *et al.*, 1992, 1998; Bergadà *et al.*, 1992, 1994 y 2005; González y Peña, 1999; Ángeles *et al.*, 2004; Peña *et al.*, 2004; Valero *et al.*, 2004; Wilkinson *et al.*, 2005; Sancho *et al.*, 2007 a).

Los diferentes autores que han desarrollado sus investigaciones en el sector nororiental de la Península Ibérica se han centrado fundamentalmente en tres ámbitos morfodinámicos, que son las laderas, los valles y los conos aluviales, tratando de ofrecer una visión conjunta del funcionamiento de cuencas hidrológicas de tamaño pequeño y medio (Peña *et al.*, 2005). En estos espacios especialmente sensibles a cualquier cambio ambiental en un entorno de tipo semiárido, es factible deducir la respuesta geomorfológica a partir del análisis de los registros sedimentarios (Cooke y Reeves, 1976; Chorley *et al.*, 1984; Knox, 1984; Bull, 1991; Waters y Haynes, 2001).

Su estudio detallado permitió concluir que la alternancia existente entre los procesos de acumulación y erosión actúa de manera generalizada en todo el Noreste peninsular. Con posterioridad a ellos y a raíz de los notables cambios que han tenido lugar en lo referente a las técnicas y metodologías de trabajo, se han desarrollado estudios (Peña y González, 1992; Chueca *et al.*, 1992; Gutiérrez y Peña, 1998; Sopena, 1998; Peña *et al.*, 1993, 1995, 1998, 2001, 2004, 2005 b; Peña, 1996 y 2003) en los que ha sido posible llevar a cabo dataciones absolutas y reconstrucciones geoarqueológicas que han aportado más datos para el conocimiento de las etapas evolutivas holocenas y su interpretación paleoambiental en este ámbito, permitiendo a los investigadores alcanzar importantes conclusiones (Peña *et al.*, 2001). De ese modo, se ha logrado desechar la antigua creencia de que la evolución paisajística durante el Holoceno ha sido prácticamente nula.

Las primeras investigaciones geoarqueológicas realizadas por Burillo *et al.* (1981 a, b), estudiando zonas del sector centro-oriental de la Cordillera Ibérica (Teruel), marcaron el inicio de este tipo de enfoque en los trabajos acerca de la evolución paleoambiental holocena. Tras elaborar un modelo de evolución holocena basándose en la alternancia de etapas de acumulación e incisión presentes en las vertientes de la zona de estudio, datadas a partir de los abundantes yacimientos arqueológicos presentes, comenzaron a correlacionar los resultados con eventos similares en áreas de la Depresión del Ebro y de las Sierras Exteriores Pirenaicas.

Con posterioridad, Peña *et al.* (1993, 1996, 1998, 2004), Ángeles *et al.* (2004) han llevado a cabo estudios geoarqueológicos y geomorfológicos en el valle del río Huerva, afluente del Ebro por su margen derecha, donde han tratado de reconstruir las diferentes fases de evolución del paisaje poniéndolas en relación con las etapas culturales que se han sucedido en la zona. De esta manera, además de ampliar conocimientos acerca de la evolución del poblamiento en este sector de la Depresión del Ebro, se obtiene información acerca de las posibles causas que han desencadenado los procesos geomorfológicos en el área estudiada. Burillo *et al.* (1984), Araúzo y Gutiérrez (1994), Peña (1996, 1999), Sopena (1998) y Wilkinson *et al.* (2005) han hecho lo propio en diferentes zonas de estudio localizadas en el sector NE peninsular.

Peña *et al.* (2005) establecieron recientemente una división del Holoceno basada en la sucesión de periodos de acumulación e incisión registrados en las laderas, conos y fondos de valle del Noreste peninsular (Fig. 11). En ella se ponen en relación las fases morfogenéticas diferenciadas con las etapas climáticas holocenas, así como con las épocas culturales prehistóricas e históricas identificadas en el Mediterráneo occidental, puesto que tanto su cronología como su significado paleoambiental con frecuencia coinciden plenamente.

Estos autores distinguen seis etapas que se fundamentan en la homogeneidad interna de los registros sedimentarios: Epipaleolítica, Neolítica, Bronce-Hierro, Ibérica-Romana tardía, Medieval/post-Medieval y Subactual, si bien puntualizan que los datos referentes a las dos fases más antiguas son escasos, razón por la cual los resultados obtenidos por el momento son provisionales. En la zona

de estudio los materiales arqueológicos que han permitido las principales aproximaciones geoarqueológicas pertenecen a la Edad del Bronce, los Campos de Urnas (Edad del Hierro), Época iberorromana y Medieval, aunque las dataciones radiométricas nos llevan a edades neolíticas, estando ausente el material arqueológico contemporáneo.

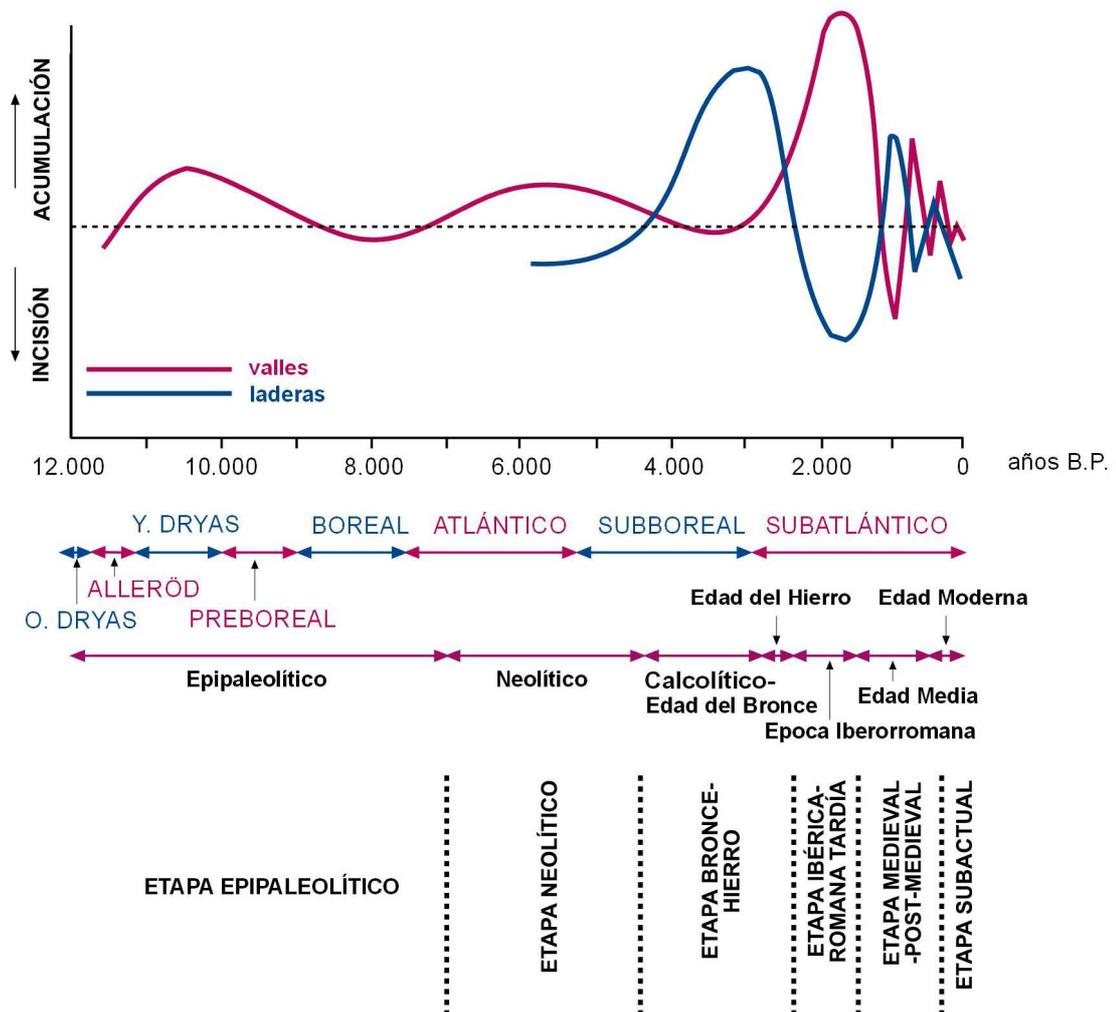


Fig. 11. Etapas de acumulación e incisión en laderas y rellenos de valle holocenos y conexión cronológica con la división del Holoceno y grandes fases basadas en datos arqueológicos del NE de España (Peña *et al.*, 2005).

Como se puede apreciar en la gráfica, entre el Older Dryas y el Subboreal las fases presentan una duración más dilatada, mientras que entre el Subboreal y

los inicios del Subatlántico se reduce su extensión, pasando a periodos de duración centenal en la Época Medieval-Postmedieval y decenal en la etapa Subactual. Cabe precisar que ha sido durante los últimos 4.000 años cuando han tenido lugar las mayores fluctuaciones entre los procesos de agradación e incisión, no sólo por cuestiones climáticas sino también por el progresivo incremento del impacto de las actividades antrópicas sobre el medio físico desde época neolítica hasta la actualidad, hecho que justifica el uso de procedimientos pertenecientes a la Arqueología de cara al estudio del Holoceno superior (Peña *et al.*, 2.005).

3. LOS REGISTROS MORFOSEDIMENTARIOS HOLOCENOS

El paisaje actual del sector central de la Depresión del Ebro es el resultado de la evolución que ha experimentado durante los últimos 10000-12000 años, debido a las pequeñas fluctuaciones climáticas holocenas y a la intervención puntual o general de la actividad humana. Como ya hemos indicado, la reconstrucción paleoambiental de estos paisajes vamos a intentar extraerla del estudio de los registros sedimentarios que se conservan en la zona de estudio, utilizando técnicas geomorfológicas, sedimentológicas y geoarqueológicas. El río Ebro juega un papel muy importante en la evolución dinámica de las formas de relieve de esta zona, dirigiendo, junto con los ríos Gállego, Huerva y Jalón, todos los procesos conducentes a la intensificación o mitigación de la actividad regional, ya que constituyen el nivel de base general. Pese a ello, como veremos, parecen más efectivos el binomio clima/acción antrópica para determinados procesos.

Las acumulaciones sedimentarias del Holoceno medio e inferior casi han desaparecido debido a la intensa erosión que ha tenido lugar en este ámbito. No obstante, abundan las formas de relieve pertenecientes al Holoceno superior, tales como laderas, rellenos de valle y conos aluviales, que han sido estudiadas en áreas próximas, más concretamente, en el valle del río Huerva (Soriano, 1989, 1993; Soriano y Calvo, 1987; Peña *et al.*, 1993, 1996, 2001, 2004), y en la propia zona de estudio, en el barranco de Miranda (Peña, 1996), el Barranco de Alfocea (Dossche, 2005; Constante *et al.*, 2006 a, b) y en los barrancos del escarpe de yesos de Alfajarín (Arauzo y Gutiérrez, 1994). Estas investigaciones, junto con las realizadas en otras áreas correlacionables del sector Noreste peninsular han hecho posible el establecimiento de una secuencia de etapas evolutivas (Gutiérrez y Peña, 1998; Peña *et al.*, 2004) y la elaboración de modelos geoarqueológicos aplicables a la prospección arqueológica (Peña *et al.*, 2005). Partiendo de esta información previa, se han realizado los diferentes estudios de las acumulaciones holocenas existentes en el entorno de Zaragoza.

Los valles de los ríos principales raramente conservan información acerca de su evolución durante el Holoceno (Benito *et al.*, 1998, 2003) debido a la capacidad erosiva que presentan en momentos de abundante caudal y alta torrencialidad, en los que son capaces de arrastrar registros antiguos y producir nuevas acumulaciones en corto espacio de tiempo; aún así, ha sido posible analizar algunas características de depósitos aluviales de los ríos Ebro y Huerva en la ciudad de Zaragoza. Por el contrario, los valles de la red secundaria constituyen un importante archivo de información acerca de este periodo, que queda registrada en forma de aterrazamientos en el interior de los valles y en los conos aluviales de su desembocadura en el río principal. Es precisamente en esta zona de sustrato yesífero donde se conservan extensas acumulaciones aluviales en la mayoría de los valles laterales, cuyo desalojo todavía es escaso en la actualidad.

Por su parte, la evolución de las vertientes en ambientes semiáridos, con una alternancia de periodos en los que prevalecen los procesos de acumulación con otros en los que la erosión es el proceso dominante, da como resultado secuencias de *talus flatirons* o facetas triangulares. Su estudio, llevado a cabo principalmente en sectores del Noreste peninsular (Sancho *et al.*, 1988, Peña *et al.*, 1992, 1995; Peña y González, 1992; Peña y Rodanés, 1992; Gutiérrez *et al.*, 1998) y en las cuencas del Duero y del Tajo (Gutiérrez y Sesé, 2001), ha permitido diferenciar más de cinco etapas de acumulación (Gutiérrez *et al.*, 2006) separadas por periodos de intensa erosión, abarcando desde el Pleistoceno superior hasta el Holoceno reciente.

Acerca del significado paleoclimático de estos registros sedimentarios holocenos, como podría deducirse de la síntesis elaborada por Peña *et al.* (2005) a partir de los resultados obtenidos de diversas investigaciones llevadas a cabo en valles secundarios, laderas y conos aluviales del valle del Huerva, en la depresión de Leciénena (Monegros) y en la Bardena Blanca de Navarra, se diferencian una serie de etapas de acumulación e incisión en laderas y fondos de valle. Estos trabajos están basados en estudios geoarqueológicos, edafológicos, sedimentarios y, por supuesto, con el apoyo de las dataciones absolutas mediante ^{14}C y OSL. Dichas etapas responden a las fluctuaciones

climáticas del Holoceno, que en gran medida encajan con la sucesión de periodos culturales, lo que pone de manifiesto la estrecha interrelación existente entre las variaciones ambientales y las actividades humanas, sobre todo en épocas recientes.

En las últimas décadas se han experimentado importantes avances en el conocimiento del comportamiento de las vertientes en medios áridos y semiáridos (Gerson, 1982; Abrahams *et al.*, 1996; Schmidt, 1994, Gutiérrez *et al.*, 1998), con la aplicación de técnicas geomorfológicas y geoarqueológicas para realizar aproximaciones a la edad de cada una de las etapas allí donde no es posible aplicar métodos de datación absoluta. La sucesión de fases de acumulación e incisión tuvo lugar ya durante el Pleistoceno, si bien el número de etapas resultantes es reducido y apenas se conservan restos (Sancho *et al.*, 1988). Sin embargo, la mayor variabilidad climática existente en el periodo Holoceno ha dado lugar a un mayor número de fases en las que las laderas llegaron a estabilizar su perfil, separadas por otras en las que los procesos erosivos fueron muy intensos (Burillo *et al.*, 1981 b).

La sucesión de periodos de acumulación e incisión que ha tenido lugar durante el Pleistoceno y el Holoceno en el relleno sedimentario de los valles secundarios se ha traducido también en la formación de una secuencia aterrazada de depósitos fluviales (Burillo *et al.*, 1985 b) que se prolonga longitudinalmente en sus respectivos niveles de cono aluvial (Peña *et al.*, 2004) hacia el río principal. Los rellenos de edad pleistocena, del mismo modo que sucede con las facetas triangulares de ladera, están más alejados cronológicamente entre ellos y tienen en la actualidad una escasa representación, mientras que los niveles holocenos son más numerosos y en algunos casos tienen una amplia presencia en los valles. Igualmente se reconocen varias etapas de agradación separadas por momentos con predominio de la incisión lineal.

En el presente trabajo han sido analizados los rellenos de valle, los conos aluviales y algunas laderas holocenas de interés geoarqueológico del área de estudio. Como se ha dicho, son ámbitos geomorfológicos muy dinámicos entre

los que existe una gran interrelación espacial. Por ello los rellenos de valle y los conos, por estar más estrechamente ligados entre sí, se analizarán de manera conjunta. Lamentablemente, las acumulaciones de ladera han ofrecido mucha menos información geoarqueológica, por lo cual las aportaciones han resultado menos interesantes.

3.1. Los valles de fondo plano y los conos aluviales

Uno de los temas esenciales de nuestro estudio se centra en la densa red de barrancos afluentes que fluyen hacia el río Ebro procedentes del Norte del escarpe de yesos y que han generado profundas incisiones para adaptarse progresivamente al nivel de base del Ebro. Esta base topográfica ha variado en el tiempo de dos formas distintas: por una parte, debido a los procesos de agradación e incisión vertical del río principal, pero también en función de la posición que ocupa la corriente fluvial en su ancha llanura aluvial, es decir, los cambios laterales generados en el cauce. También el río Huerva presenta una densa red de barrancos laterales, que han sido objeto de estudios anteriores ya citados, cuyos datos simplemente utilizaremos como referencias comparativas de la evolución holocena en dicho valle.

La morfología característica de esta red de torrentes es muy simple en algunos casos, y consiste en valles con el fondo plano debido a los rellenos que le han ido aportando tanto el propio barranco como la erosión de las laderas. Sin embargo, al analizarlos en detalle, algunos de ellos han presentado una evolución mucho más compleja, tanto en lo que se refiere al origen de los rellenos como a las fases de inicio y final de los mismos. A esto hay que añadir que en muchas ocasiones se han generado incisiones profundas en los rellenos mencionados e incluso una multiplicación de niveles encajados en los anteriores, que plantean numerosos problemas de clasificación y del establecimiento de su génesis.

Como modelo de partida contábamos con los resultados obtenidos en el valle del Huerva, en la Bardena Blanca de Navarra y en otros puntos aislados del valle del Ebro. Una hipótesis inicial aparece además publicada por Peña *et al.* (2005), que ha servido de nexo comparativo, a pesar de que en nuestro trabajo nos centramos mucho más en el Holoceno superior, sin analizar las etapas de los últimos decenios que ellos incluyen en el modelo, al no disponer nosotros de datos para ello. Sin embargo, las especiales características que genera la presencia de un escarpe tan abrupto como el de Alagón-Juslibol-Osera en el tramo final de los torrentes y la existencia de un río principal mucho más activo

geomorfológicamente, nos ha hecho plantear hipótesis de trabajo algo distintas a las que manejábamos originalmente.

Siguiendo este modelo de partida, hemos mantenido la denominación **N** para los diferentes niveles holocenos existentes en estos valles laterales y, al mismo tiempo, se ha establecido una numeración de dichos niveles desde el fondo actual (N0) hasta los niveles superiores (N1, N2, N3, etc.). El nivel general de relleno (N3) es siempre el más extenso y está presente en todas las vales, pero se ha intentado localizar niveles superiores, más antiguos (N4, N5, etc.), y los niveles intermedios (N1, N2), que normalmente están peor representados que el nivel general.

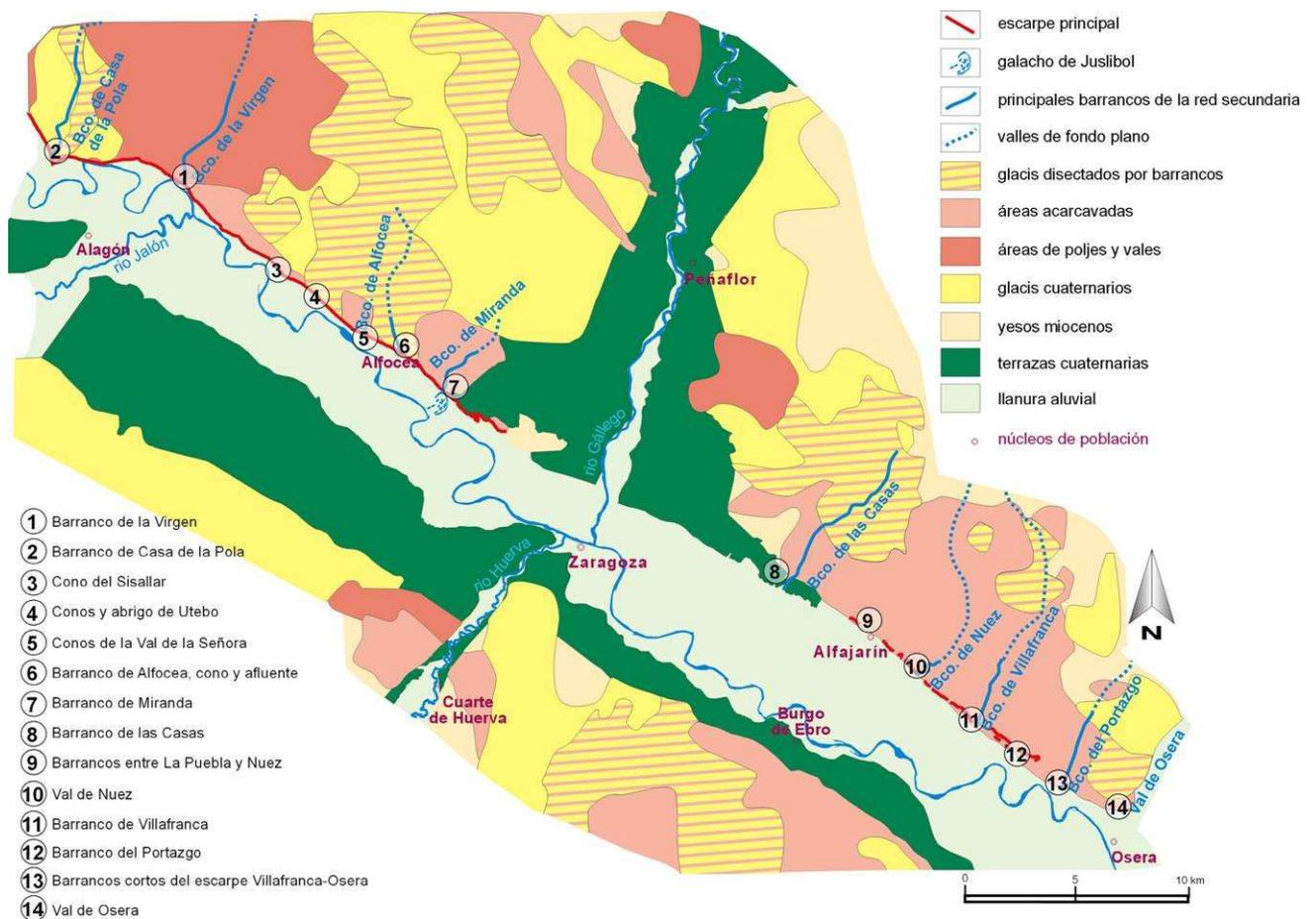
Tabla 3. Diferentes parámetros de los barrancos principales.

	Barrancos	Superficie de la cuenca (km ²)	Altitud máxima del cuenca (m.s.n.m.)	Altitud mínima de la cuenca (m.s.n.m.)	Longitud cauce principal (km)	Desnivel del cauce principal (m)	Pendiente del cauce principal (%)
Sector Alagón Juslibol	Casa de la Pola	23,5	700	220	11,4	410	3,6
	La Virgen	83,15	742	210	15,3	450	2,9
	Alfocea	80	571	210	14,3	250	1,7
	Miranda	9,8	408	200	3,7	182	4,9
Sector La Puebla de Alfindén-Osera	De las Casas	18,6	434	190	10	230	2,3
	Val de Nuez	33,4	478	190	3,3	110	3,3
	Villafranca	36	440	180	10,6	190	1,8
	De la Abuela	3,42	348	190	3,25	130	4
	Portazgo	8,6	375	170	4,8	200	4,2

Dentro del conjunto de barrancos analizados, podríamos clasificarlos en varios grupos en función de sus dimensiones de cuenca (Tabla 3). En primer lugar hay cursos de mayor longitud y de gran cuenca, como el barranco de la Virgen (83,15 km²) o el de Alfocsa (80 km²), otros de tamaño intermedio, como el barranco de Casa de la Pola (23,5 km²), la val de Nuez (33,4 km²), el barranco de Villafranca (36 km²) o el de las Casas (18,6 km²). En tercer lugar estarían los cursos con cuencas menores, como el barranco de la Abuela (3,42 km²), el de Miranda (9,8 km²) y el del Portazgo (8,6 km²). Finalmente, hay una gran

cantidad de pequeños torrentes, sin apenas cuenca, aunque son capaces de generar pequeños valles de fondo plano y conos aluviales; su escasa capacidad erosiva no les permite, en la mayoría de los casos, incidir en el eskarpe, quedando en posición colgada.

Todos estos torrentes presentan restos de acumulaciones antiguas, formando niveles similares a las terrazas fluviales, aunque como veremos con una génesis diferente, y conos aluviales en su sector terminal, que no siempre se han conservado ya que invaden la llanura aluvial del Ebro. Dada la sincronía entre niveles y conos, los analizaremos conjuntamente ya que forman parte de una dinámica torrencial, de la que los conos constituyen los registros que nos aproximan al nivel de base original. Por esta razón, los conos tienen una gran importancia al permitirnos reconstrucciones de la posición del río Ebro en diferentes momentos de su evolución holocena.



Para una mejor descripción y por presentar características geomorfológicas realmente distintas, hemos diferenciado dos sectores tomando como eje de separación el río Gállego (Fig. 12). Mientras el sector Alagón-Juslibol, al Oeste del Gállego tiene todavía una actividad relativamente importante, en el tramo al Este de dicho río gran parte del escarpe tiene características fósiles y una dinámica en el funcionamiento de los barrancos mucho menor.

3.1.1. El sector de Alagón-Juslibol

En este tramo noroccidental del escarpe, se localizan los cursos laterales más importantes del área de estudio, que de Noroeste a Sureste son el barranco de Casa de la Pola, el de la Virgen, el de Alfocea o de los Lecheros y el de Miranda. Además, por su interés geoarqueológico incluimos el estudio del cono del Sisallar y los de la Val de la Señora, así como los conos y el abrigo de Utebo.

Aunque el orden geográfico normal para el análisis pormenorizado de estos barrancos hubiera sido comenzar por el más noroccidental (barranco de Casa de la Pola), sin embargo, por la necesidad de establecer desde el principio una ordenación de niveles en profundidad, hemos preferido fijar un criterio distinto, comenzando con la descripción de los rellenos de uno de los valles que contenga una información geomorfológica, sedimentológica y geoarqueológica más completa, como es el de la Virgen. Algunos barrancos, en los que no ha sido posible encontrar información geoarqueológica u otros datos de utilidad cronológica, se utilizarán solamente como ejemplos para confirmar la geomorfología local, partiendo de los datos aportados por los valles bien documentados. Exceptuando este cambio de orden, el resto de las descripciones se realizarán de Noroeste a Sureste.

3.1.1.1. El barranco de la Virgen

Frente a la localidad de Alagón (Zaragoza), se encuentra el barranco de la Virgen –también conocido como Val de Lora-, uno de los más interesantes del área de estudio (punto 1 de la Fig. 12). En su tramo alto, el cauce del barranco presenta una dirección aproximada NNE-SSO, que pasa a ser NE-SO en su tramo medio para luego virar y tomar una dirección N-S en el tramo bajo hasta su desembocadura en el Ebro.

Cuenta con varios afluentes importantes, como el barranco de la Zarza, el de los Cortés, el barranco Valdelosilos y el de Patacordias, por su margen izquierda, y el barranco de las Navajeras y Valdeviñas por su margen derecha. Su cuenca, que es la más extensa de todas las de los barrancos estudiados en este trabajo, comprende un área de 83,15 km². El cauce principal, por su parte tiene una longitud de 15,3 km -5,5 km en su tramo incidido-, con una pendiente del 2,9 %. (Tabla 3) Las altitudes de la cuenca oscilan entre 739-742 m.s.n.m las máximas –correspondientes a la Plana de Muses- y unos 220 m.s.n.m. la mínima, en su desembocadura en el río Ebro.

El barranco de la Virgen sitúa su cabecera muy al interior del Campo de maniobras militares de San Gregorio, sobre los yesos miocenos y los glaciares de los montes de El Castellar, en un área donde se han desarrollado amplias depresiones endorreicas de tipo polje con un perímetro irregular, que parecen responder en su trazado a los planos de debilidad de los materiales infrayacentes, bien por ocupar la zona de raíz del glacis o bien por estar situadas en el contacto entre los yesos miocenos y el glacis cuaternario que los recubre (Zuidam, 1976; Mandado *et al.*, 1984; Gutiérrez *et al.*, 1985). En el relleno limoso de alguna de estas depresiones se pueden apreciar rehundimientos que dejan en posición más elevada antiguas superficies de erosión kárstica (Fig. 13), hecho que indica una alternancia de periodos climáticos contrastados que han favorecido alternativamente los procesos de disolución o los de relleno del fondo del polje. Por otra parte, el acusado desnivel existente entre la cuenca de recepción del barranco, donde se

localizan las depresiones kársticas, y el nivel de base local, ha propiciado el rápido avance del curso fluvial hacia su cabecera por erosión remontante, de manera que muchas de estas depresiones han sido ya capturadas por la red fluvial (Fig. 13).

Este barranco constituye uno de los de mayor entidad de los estudiados en la margen izquierda del río Ebro, y es el que presenta un número más elevado de niveles acumulativos encajados en su cauce. Cabe destacar especialmente en él la impresionante potencia y extensión que alcanza el nivel general de relleno N3 (Fig. 13 y Fot. 15).



Fot. 15. Panorámica del valle del barranco de la Virgen en la que se aprecia la gran continuidad del nivel N3.

Fig. 13. Mapa geomorfológico detallado del barranco de la Virgen en el que se localizan las muestras que se dataron mediante C14 y otros restos arqueológicos.

En el perfil longitudinal (Fig. 14) se aprecia la ruptura generada por la cabecera de la incisión, así como dos tramos de ligero aumento de la pendiente, relacionados con dos etapas de erosión remontante interna, el más bajo de ellos en el sector final, debido a la proximidad del nivel de base del río Ebro.

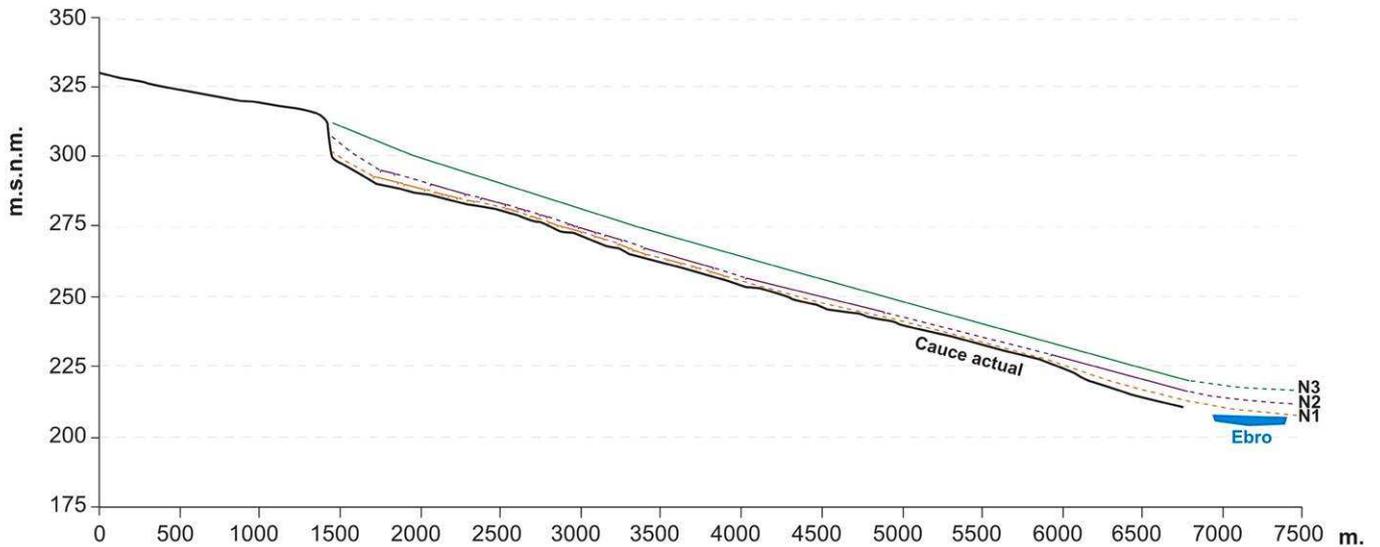


Fig. 14. Perfil longitudinal del barranco de la Virgen y de sus niveles holocenos.

En este barranco se han identificado al menos cuatro niveles acumulativos, que en su mayoría coinciden con los reconocidos en otros valles de este sector de la cuenca del Ebro (Peña, 1996; Peña *et al.*, 2001, 2004 y 2005; Constante *et al.*, 2006 a, b), si bien ha aparecido un subnivel intermedio que no se ha hallado en los demás valles estudiados (Fig. 15), cuya presencia intentaremos explicar.

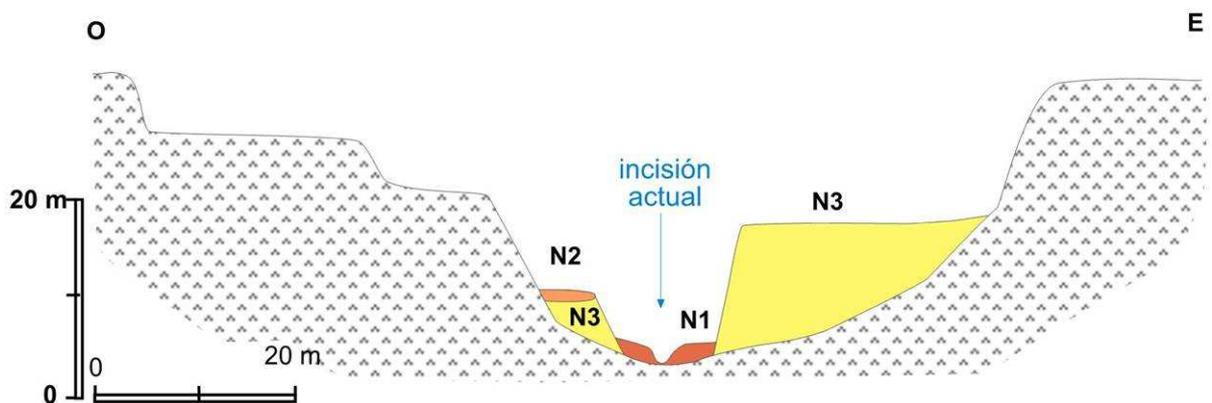
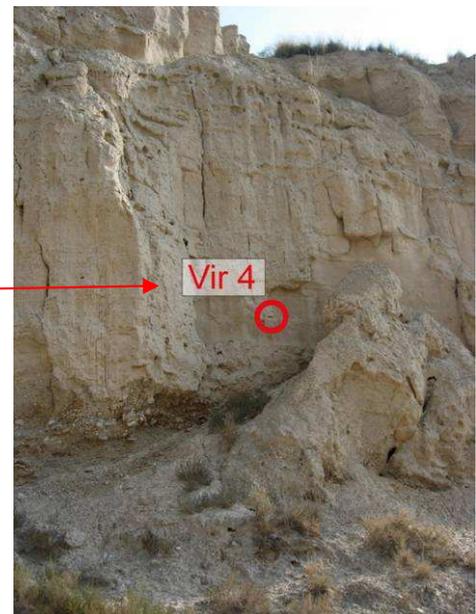


Fig. 15. Perfil transversal del barranco de la Virgen.

El nivel general de relleno N3, que se extiende a lo largo de todo el valle del barranco principal y de sus afluentes, está formado, en unos casos, por gravas heterométricas grisáceas en su tramo inferior y por limos yesíferos masivos con algún canalillo de gravas de pequeño calibre, procedentes de un transporte longitudinal, en su tramo superior. Sin embargo, en otros casos (Fot. 16) la parte inferior está ocupada por niveles muy laminados (Fig. 16).



Fot. 16. Montículo residual del N3 donde se tomó la muestra Vir 4 (dcha.).



El espesor del N3 es de unos 12 m, si bien el profundo encajamiento que experimenta el cauce en su tramo bajo, provoca que este nivel quede colgado a mayor altura respecto del fondo aluvial conforme nos aproximamos a la desembocadura, llegando a incidir el barranco los yesos del sustrato terciario. Esta incisión permite observar que el N3 se asienta sobre un sustrato muy irregular y resistente, formado por arcillas compactas con trazas de yesos fibrosos y por estratos masivos de yesos alabastrinos. En consecuencia, el espesor del nivel general de relleno es muy variable de unos lugares a otros, por tener que adaptarse a una topografía previa de tales características.

En algunos puntos del curso medio se pueden observar varios cortes en los que se aprecia que la acumulación N3 se asienta sobre otros sedimentos terciarios, constituidos por arenas sueltas, arcillas y nódulos de yeso (Fot. 17). En este sector, el Terciario tiene una apariencia muy similar a la base del N3 que aparece en otros puntos aguas abajo del barranco y que se formó en un ambiente prácticamente sublacustre. A pesar de todo no existen problemas de confusión de formación geológica, ya que las arcillas terciarias contienen yesos –en ocasiones en forma de nódulos y bandas fibrosas-, mientras que las que forman parte de la base del N3 no incluyen esta litología.



Fot. 17. Composición del sedimento terciario sobre el que se asienta ocasionalmente el nivel N3.

Un primer perfil (Fig. 16) –**Virgen 1**- se realizó en el nivel N3 localizado en el sector bajo del barranco, en un sector de confluencia con un afluente de su margen izquierda, quedando como un montículo aislado (Fot. 16) del que tan sólo se conserva completa su ladera oriental. En este perfil se efectuó una datación (Vir 4) que sitúa el tramo medio de la acumulación en 6057 ± 49 cal. a.C. (Tabla 4).

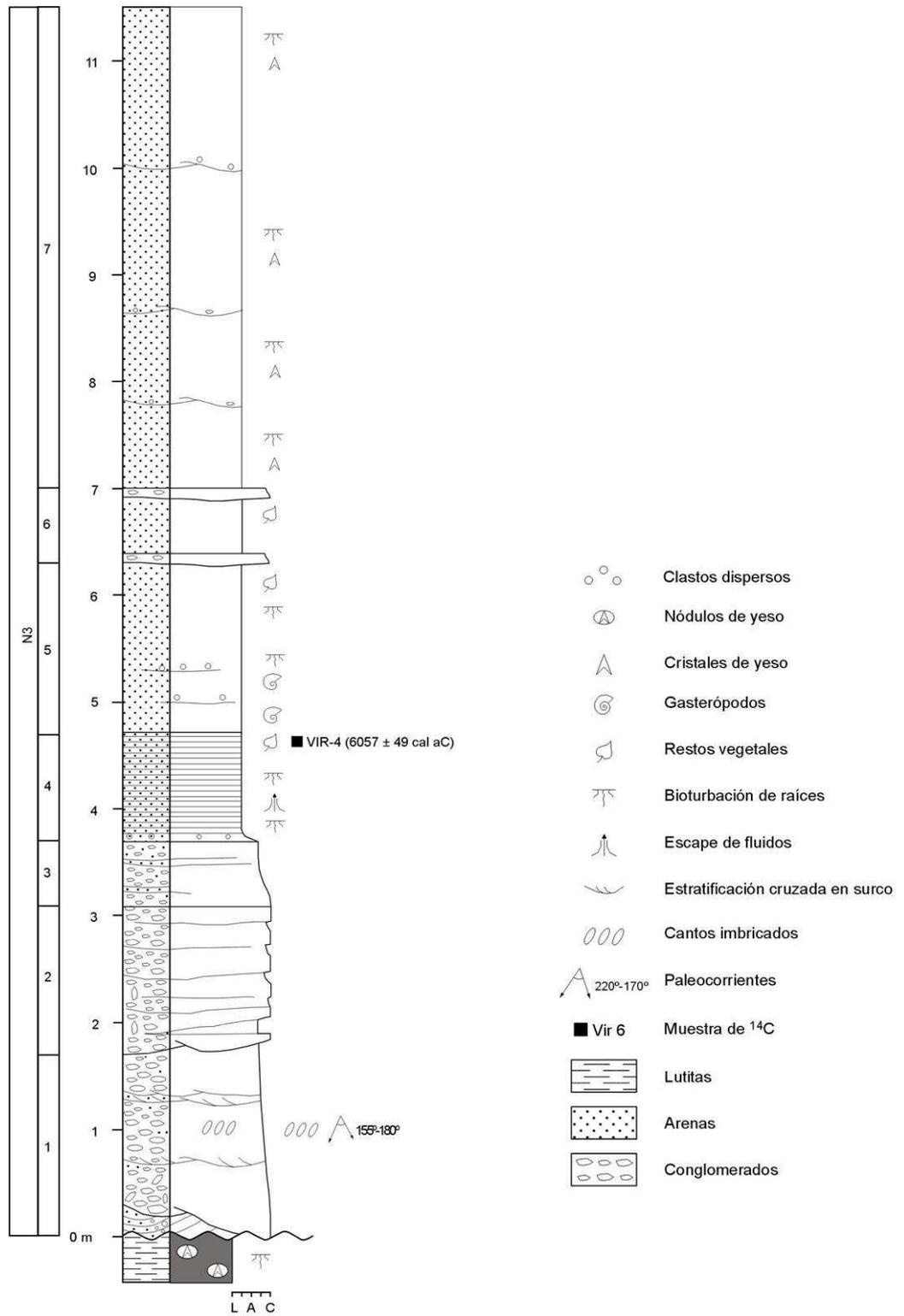


Fig. 16. Perfil estratigráfico Virgen 1.

El yacente está constituido por arcillas marrones con bioturbación y nódulos de yeso pertenecientes al Mioceno inferior.

El perfil se ha dividido en 7 tramos en función de sus características litológicas:

- **Tramo 1:** 1,70 metros. Conglomerados gris-ocres con una intercalación limosa ocre en la base. Los conglomerados están desorganizados y tienen textura granosostenida. Los clastos son, mayoritariamente, de calizas del Mioceno (alguno de yeso), angulosos los calcáreos y subredondeados los de yeso. Aparecen clastos de hasta 60 cm en la base del tramo. La matriz es microconglomerática y arenosa, carente de cementación. Se disponen en un paquete tabular con base canaliforme, organizado en secuencias granodecrecientes. En su interior se observa estratificación cruzada en surco y cantos imbricados (paleocorrientes entre 155 y 180°). Los limos de la base intercalan clastos centimétricos dispersos y se disponen en un estrato tabular con estratificación cruzada en surco.
- **Tramo 2:** 140 cm. Conglomerados gris-ocres muy desorganizados, con textura granosostenida. Los clastos son de calizas y yesos, subangulosos, con un matriz arenosa y carentes de cementación. Se disponen en un paquete tabular.
- **Tramo 3:** 60 cm. Conglomerados-microconglomerados ocres con intercalaciones ocasionales de arenas del mismo color. Los conglomerados tienen textura granosostenida (excepto hacia el techo del tramo). Los clastos son de calizas y yesos, angulosos. La matriz es limosa-arenosa y sin cementación. Se disponen en un estrato tabular, con evolución vertical granodecreciente. Las arenas aparecen como pasadas centimétricas tabulares distribuidas a lo largo del nivel conglomerático.
- **Tramo 4:** 1 m. Arenas-limos ocres finamente laminadas y cementadas por yeso. Aparecen en un único nivel con geometría tabular, clastos dispersos en la base, estructuras de escape de fluidos, vacuolas y bioturbación rellena de yeso. Cerca del techo aparece un nivel rico en restos vegetales carbonosos (muestra Vir 4), que como hemos indicado se sitúa cronológicamente en 6057 ± 49 cal. a.C. (Tabla 4).
- **Tramo 5:** 160 cm. Limos ocres masivos muy cementados con yeso. Presentan intercalaciones de niveles centimétricos de cantos de caliza y yeso, acompañados de gasterópodos planos y troncoespiralados. Se disponen en un estrato tabular, masivo, con vacuolas y bioturbación rellena de yeso. Hacia el techo aparecen restos vegetales carbonosos.
- **Tramo 6:** 70 cm. Limos ocres con intercalaciones de conglomerados gris-ocres. Los limos son masivos muy cementados con yeso. Se disponen en un estrato tabular,

masivo, con vacuolas y bioturbación rellena de yeso. Intercalan restos vegetales carbonosos. Los conglomerados aparecen en la base y techo del tramo. La textura es granosostenida, los clastos mayoritariamente de yeso, subredondeados y la matriz es arenosa, sin cemento. Se disponen en dos estratos tabulares con base canaliforme y espesores de 5-10 cm. Se localizan en la base y techo del tramo.

- **Tramo 7:** 450 cm. Limos ocre masivos cementados con yeso. Presentan intercalaciones de niveles centimétricos de cantos de caliza y yeso. Se disponen en un estrato tabular, masivo, con vacuolas y bioturbación rellena de yeso.

La interpretación de este perfil sugiere que el ambiente sedimentario es de tipo fluvial: barras y canales conglomeráticos con clastos imbricados y estratificación cruzada en surco, alternando con niveles arenosos y limosos correspondientes a etapas de menor energía o zonas más resguardadas del canal donde tiene lugar una sedimentación muy rápida que origina las vacuolas y las estructuras de escape de fluidos.

El tramo 2, por su parte, muestra características más aluviales (desorganización, heterometría y angulosidad de los clastos, matriz poco seleccionada), por lo que puede corresponder a los aportes laterales de un cono de deyección.

Tabla 4. Cronología de las muestras tomadas en las acumulaciones del barranco de la Virgen.

Muestras	Referencia	Fechas B.P.	Fechas cal. a. C.	Etapas aprox.
Vir 1 a	UZ-5571/ETH-34921	2855 ± 50	1016 ± 59	Bronce final
Vir 1 c	UZ-5572/ETH-34922	2645 ± 50	827 ± 33	Bronce final
Vir 3	UZ-5573/ETH-34923	3135 ± 50	1406 ± 54	Bronce
Vir 4	UZ-5574/ETH-34924	7185 ± 65	6057 ± 49	Neolítico
Vir 5	UZ-5642/ETH-36374	3285 ± 60	1565 ± 63	Bronce
Vir 6	UZ-5643/ETH-36375	3075 ± 60	1333 ± 58	Bronce

Por otra parte, en el sector superior de la ladera se identificó lo que parece ser un antiguo horno cerámico, seguramente de Época Romana. Al pie del escarpe se localizó un fragmento de cerámica hecha a mano (Fot. 18), incluida en un paquete limoso desprendido del frente acumulativo, que fue clasificada por los arqueólogos de la Universidad de Zaragoza como correspondiente a la Edad del Hierro. Se prospectó en las proximidades del corte pero no se encontraron

más restos arqueológicos, por lo que el posible asentamiento debió ser desmantelado hace tiempo por la intensa actividad erosiva del barranco.



Fot. 18. Cerro en el que se realizó el perfil **Virgen 1**. En la foto superior derecha, detalle del horno localizado en el sector superior. En la foto inferior, fragmento de la cerámica hecha a mano, hallado al pie del montículo del N3.

En un lugar próximo, se elaboró otro perfil sedimentológico detallado –**Virgen 2**– (Fig 17), en un punto donde un bloque de yesos caído en el cauce provocó la formación de un depósito muy laminado de aspecto sublacustre, sobre el que aparecen los limos yesíferos propios del N3 (Fot. 19, 20, 21). Actualmente, la fuerte incisión del barranco de la Virgen ha cortado todo este depósito e incluso el sustrato irregular de yesos miocenos.

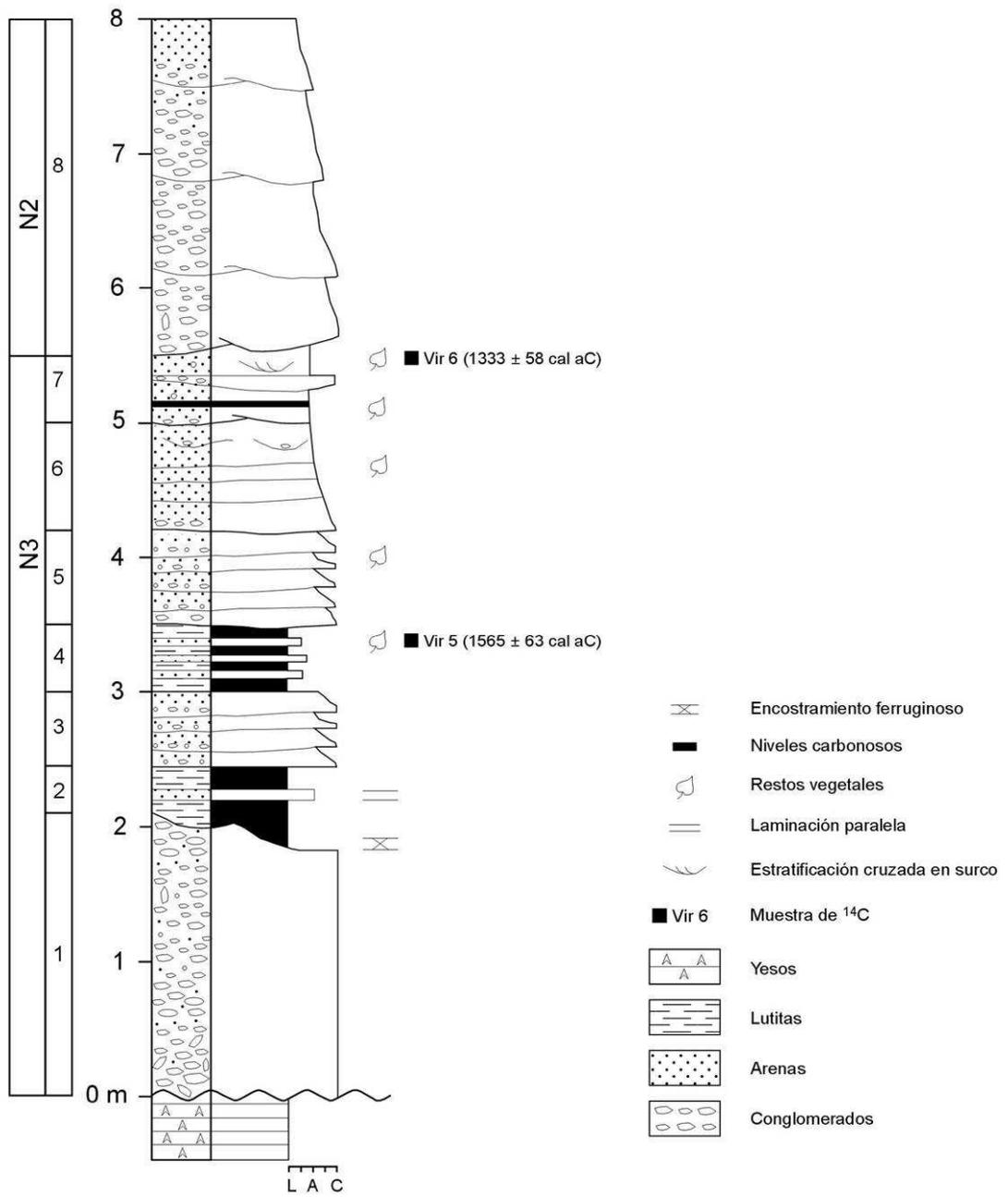


Fig. 17. Perfil estratigráfico Virgen 2.

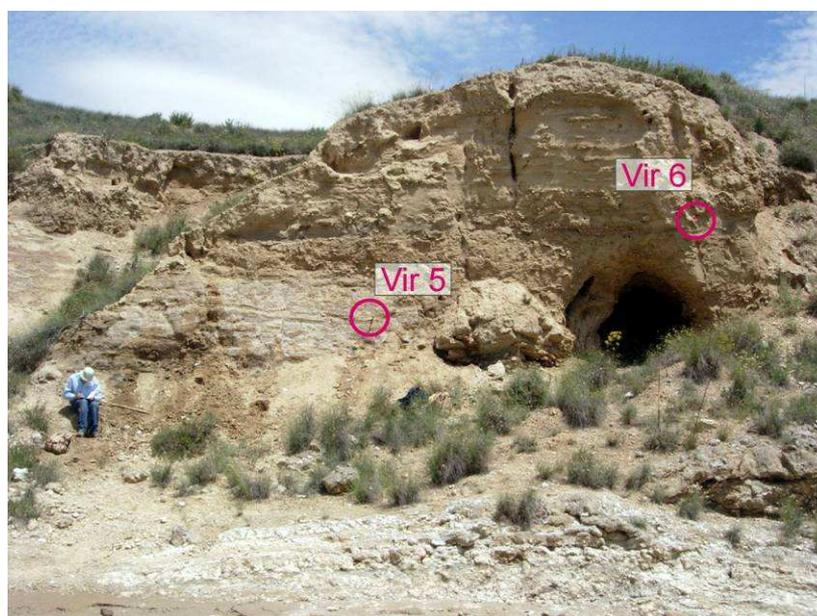
El yacente está constituido por yesos laminados pertenecientes al Mioceno inferior.

El perfil se ha dividido en 8 tramos en función de sus características litológicas:

- **Tramo 1:** 2,1 m. Conglomerados ocre, desorganizados, con textura no granosostenida (localmente granosostenida). Los clastos son mayoritariamente de yesos y en menor proporción de calizas. Los cantos yesíferos están redondeados, mientras que los calcáreos son subangulosos. La matriz es lutítica y arenosa, carente de cementación. Se disponen en un único nivel masivo tabular con base canaliforme. A techo aparece una costra ferruginosa.
- **Tramo 2:** 35 cm. Lutitas gris oscuro, con una intercalación arenosa ocre. Las lutitas son masivas y se disponen en dos niveles tabulares, el inferior con base canaliforme, de espesor centimétrico. Las arenas son de grano medio y se disponen en un nivel tabular de 8 cm de espesor en cuyo interior se reconoce laminación paralela.
- **Tramo 3:** 55 cm. Conglomerados y arenas ocre con decoloraciones naranjas organizados en secuencias granodecrecientes. Los conglomerados están desorganizados y tienen textura granosostenida. Los clastos son mayoritariamente de yeso, subangulosos, con matriz arenosa, sin cementación. En la vertical pasan gradualmente a arenas dando lugar a secuencias granodecrecientes de 10-15 cm de espesor.
- **Tramo 4:** 50 cm. Alternancia de arenas y lutitas ocre. Las arenas son de grano medio. Aparecen en niveles con geometría tabular de 5 a 10 cm de espesor. Intercalan una gran cantidad de fragmentos de carbón (muestra Vir 5). Las lutitas son masivas, dispuestas en estratos tabulares de espesor centimétrico. La edad ¹⁴C obtenida para este tramo es de 1565 ± 63 cal. a. C. (Tabla 4)
- **Tramo 5:** 70 cm. Alternancia de conglomerados y arenas ocre organizados en secuencias granodecrecientes. Los conglomerados tienen textura granosostenida. Los clastos son mayoritariamente de yeso, redondeados. La matriz es arenosa y carecen de cementación. En la vertical pasan gradualmente a las arenas de grano medio y fino, que contienen una gran cantidad de restos carbonosos. Junto con los conglomerados forman secuencias granodecrecientes de 10-15 cm de espesor.
- **Tramo 6:** 80 cm. Areniscas anaranjadas y ocre con intercalaciones de conglomerados ocre. Las areniscas van desde grano grueso a fino y se disponen en un nivel tabular de 70 cm de espesor. Los conglomerados tienen textura granosostenida. Los clastos son mayoritariamente de yeso y redondeados. La matriz es arenosa y carecen de

cementación. Se disponen en un nivel tabular centimétrico en la base del tramo y como pequeños paleocanales hacia el techo del mismo.

- **Tramo 7:** 50 cm. Arenas ocre y gris oscuro con intercalaciones esporádicas de conglomerados ocre. Las arenas son de grano grueso a fino. Aparecen en niveles decimétricos con geometría tabular. Los niveles de grano más fino tienen estratificación cruzada en surco. Intercalan un nivel carbonoso (incendio?) así como abundantes fragmentos de carbón (muestra Vir 6). La edad ^{14}C obtenida para este tramo es de 1333 ± 58 cal. a. C. (Tabla 4). Los conglomerados tienen textura granosostenida. Los clastos son mayoritariamente de yeso, subredondeados, con un centilo de 3 cm. La matriz es arenosa y carecen de cementación. Se disponen en estratos lenticulares con base canaliforme y espesores inferiores a los 10 cm.
- **Tramo 8:** 2,4 m. Conglomerados y arenas ocre organizados en secuencias granodecrecientes. Los conglomerados, muy desorganizados, presentan textura granosostenida. Los clastos son, mayoritariamente, de yeso, de subangulosos a subredondeados. La matriz es arenosa, con materiales finos. Carecen de cementación. En la vertical pasan gradualmente a arenas con clastos. Las arenas van de grano grueso (con clastos dispersos) a fino. Aparecen en niveles decimétricos con geometría tabular. Junto con los conglomerados constituyen secuencias granodecrecientes con bases erosivas canaliformes y espesores decimétricos. Este tramo lo consideramos como perteneciente a depósitos del nivel N2 superpuestos a los anteriores, que forman parte del N3.



Fot. 19. Vista general del perfil **Virgen 2** y situación de las muestras Vir 5 y Vir 6.



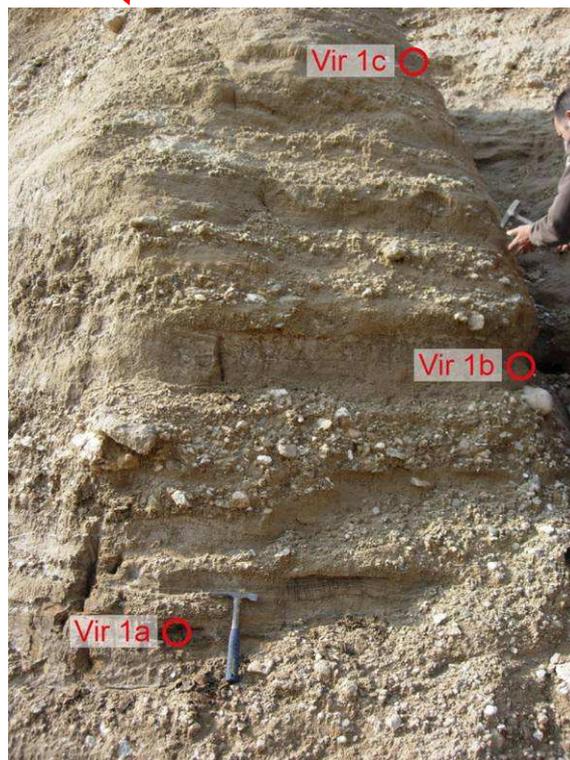
Fot. 20. Localización de la muestra Vir 5, en los niveles laminados del tramo 7 del perfil, situados tras el bloque caído (dcha.).

Este perfil se ha interpretado como correspondiente a un ambiente sedimentario de tipo aluvial en la base (tramo 1) y el techo (tramo 8) del perfil. La fábrica no granosostenida de los conglomerados, la desorganización, heterometría y angulosidad de los clastos y la escasa selección de la matriz indican que posiblemente se trata de aportes laterales del barranco. Los tramos 2 a 4 parecen haberse sedimentado en ambientes restringidos, posiblemente una zona lacustre aislada del canal principal del barranco, donde se reconocen entradas episódicas de agua relacionadas con momentos de crecidas o mayores caudales. Por su parte, los tramos 5 a 7 presentan características fluviales: barras y canales conglomeráticos alternando con niveles arenosos correspondientes a etapas de menor energía o zonas más resguardadas del canal, donde las estructuras tractivas presentes (estratificación cruzada) así como la granoselección indican un claro ambiente fluvial.



Fot. 21. Detalle del punto donde se tomó la muestra Vir 6.

Un tercer perfil –**Virgen 3**– (Fig. 18) se levantó aguas arriba de los dos anteriores, pensando que correspondía al depósito del nivel N3, aunque arrasado durante la formación del nivel N2, que en esta etapa solamente debió añadir una ligera capa superficial (Fot. 22). Las dataciones efectuadas en dos puntos del perfil nos sitúan la acumulación entre 1016 ± 59 cal. a. C. (Vir 1a) y 827 ± 33 cal. a. C. (Vir 1c) (Tabla 4).



Fot. 22. Vista general de los sedimentos de la Edad del Bronce, apoyados sobre el sustrato terciario (foto sup.) y situación de las muestras Vir 1 a, b, c.

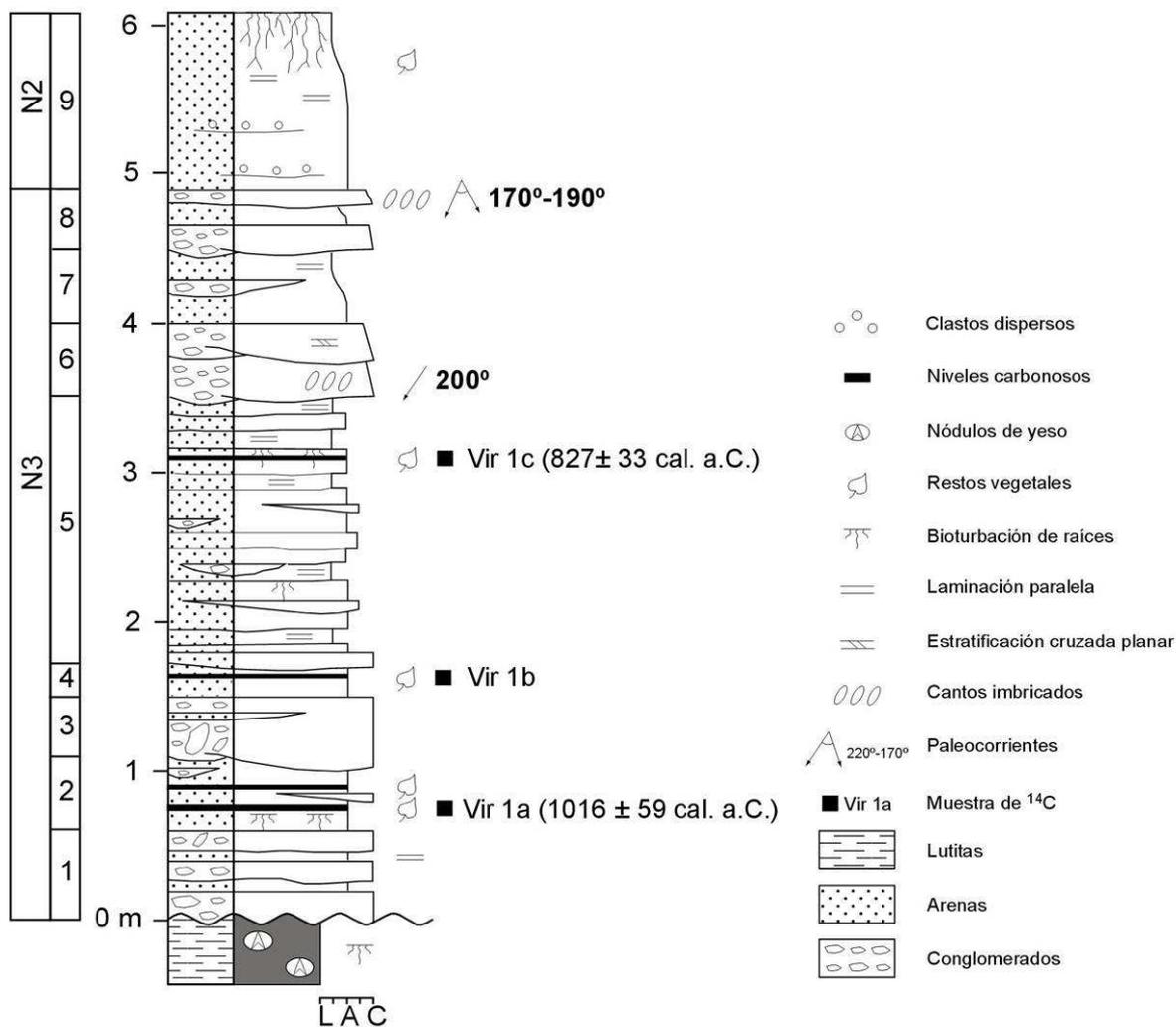


Fig. 18. Perfil estratigráfico Virgen 3.

El yacente está constituido por arcillas marrones con bioturbación y nódulos de yeso pertenecientes al Mioceno inferior.

El perfil se ha dividido en 9 tramos en función de sus características litológicas:

- **Tramo 1:** 60 cm. Conglomerados ocreos con intercalaciones de arenas (gipsarenitas) ocreos. Los conglomerados están desorganizados y tienen textura granosostenida. Los clastos son, mayoritariamente, de yesos y calizas del Mioceno, subangulosos, con un centilo de 5 cm. La matriz es microconglomerática y arenosa. Carecen de cementación. Se disponen en estratos tabulares con base canaliforme de 10 a 20 cm de potencia. Las arenas son de grano medio y se disponen en niveles tabulares irregulares de espesor centimétrico. A veces tienen laminación paralela.
- **Tramo 2:** 50 cm. Arenas (gipsarenitas) ocreas con intercalaciones de conglomerados del mismo color. Las arenas son de grano medio y se disponen en niveles tabulares de espesor decimétrico. Se intercalan dos niveles carbonosos, con gran cantidad de restos vegetales, localizados a 15 (muestra Vir 1a) y 30 cm de la base del tramo. También se reconoce bioturbación de raíces. Los conglomerados son similares a los del tramo 1, con idéntica matriz y cementación, presentando estratos lenticulares con base canaliforme de hasta 10 cm de potencia. De la datación mediante ^{14}C de la muestra Vir 1a ha resultado una edad de 1016 ± 59 cal. a. C. (Tabla 4).
- **Tramo 3:** 40 cm. Conglomerados ocreos con intercalaciones ocasionales de arenas. Los conglomerados están desorganizados y tienen textura granosostenida, dominando los clastos de yesos y calizas, con un centilo de 30 cm. La matriz es arenosa y carecen de cementación. Forman estratos lenticulares con base canaliforme de hasta 30 cm de potencia. Las arenas son de grano medio y aparecen en finos niveles tabulares.
- **Tramo 4:** 20 cm. Arenas ocreas (gipsarenitas) de grano medio. Aparecen en un único nivel con geometría tabular. A 15 cm de la base aparece un nivel carbonoso, rico en restos vegetales (muestra Vir 1b).
- **Tramo 5:** 1,80 m. Arenas (gipsarenitas) ocreas con intercalaciones de conglomerados. Las arenas van desde grano grueso a fino y se disponen en niveles tabulares de hasta 10 cm de espesor. Las de grano más fino presentan laminación paralela, ligeramente ondulada. A 1,40 m de la base intercalan un nivel carbonoso con abundantes restos vegetales y bioturbación de raíces rellena con yeso (muestra Vir 1c) que se dató con ^{14}C , arrojando una edad calibrada de 827 ± 33 a. C (Tabla 4). Los conglomerados presentan una ligera organización y tienen textura granosostenida. Los clastos son, mayoritariamente, de yesos y calizas del Mioceno, subangulosos a subredondeados, con un centilo de 8 cm. La matriz es arenosa, muy limpia (sin materiales finos).

Carecen de cementación. Se disponen en estratos lenticulares con base canaliforme y espesores inferiores a los 10 cm.

- **Tramo 6:** 50 cm. Conglomerados ocre, organizados, con textura granosostenida. Los clastos siguen siendo similares a los del tramo anterior, con un centilo de 20 cm. La matriz es arenosa o microconglomerática, muy limpia (sin materiales finos) y carecen de cementación. Se disponen en dos estratos tabulares con base canaliforme y espesores de 30 y 20 cm. En su interior se reconocen evoluciones granodecrecientes, cantos imbricados y estratificación cruzada planar.
- **Tramo 7:** 50 cm. Arenas ocre (gipsarenitas) con esporádicas intercalaciones de conglomerados del mismo color. Las arenas son de grano medio y fino. Aparecen en niveles decimétricos con geometría tabular. Los niveles de grano más fino tienen laminación paralela. Los conglomerados están organizados y tienen textura granosostenida. Los clastos y la matriz son similares a la del tramo 6 y la disposición se mantiene en lentejones de base canaliforme y espesores inferiores a los 10 cm.
- **Tramo 8:** 40 cm. Conglomerados ocre con intercalaciones de arenas (gipsarenitas). Los conglomerados presentan organización interna y textura granosostenida. Los clastos presentan un centilo de 20 cm. La matriz es arenosa, con materiales finos y carece de cementación. Se disponen en dos estratos tabulares con base canaliforme y espesores de 20 cm. En su interior aparecen cantos imbricados. Las arenas son de grano medio y fino. Aparecen en un nivel centimétrico con geometría tabular.
- **Tramo 9:** 1,20 m. Arenas ocre (gipsarenitas) de grano medio y fino, con evolución granodecreciente. De forma esporádica aparecen finos niveles con grano más grueso. En el techo del tramo se ha desarrollado un suelo con una importante cobertera vegetal que ha bioturbado de forma intensa la parte superior del tramo (superficie del nivel N2). A pesar de ello se reconoce laminación paralela y a 90 cm de la base aparece un nivel rico en restos vegetales.

La interpretación de este perfil sedimentológico muestra que el nivel se depositó en un ambiente sedimentario de tipo fluvial. En su tramo inferior, las características del depósito indican que se formó en un ambiente aluvial, o bien en uno fluvial pero más torrencial (quizás asociado a la incisión del canal en el N3). En el tramo superior, las estructuras sedimentarias, con imbricación de los cantos y estratificación cruzada, indican sin lugar a dudas un ambiente fluvial.

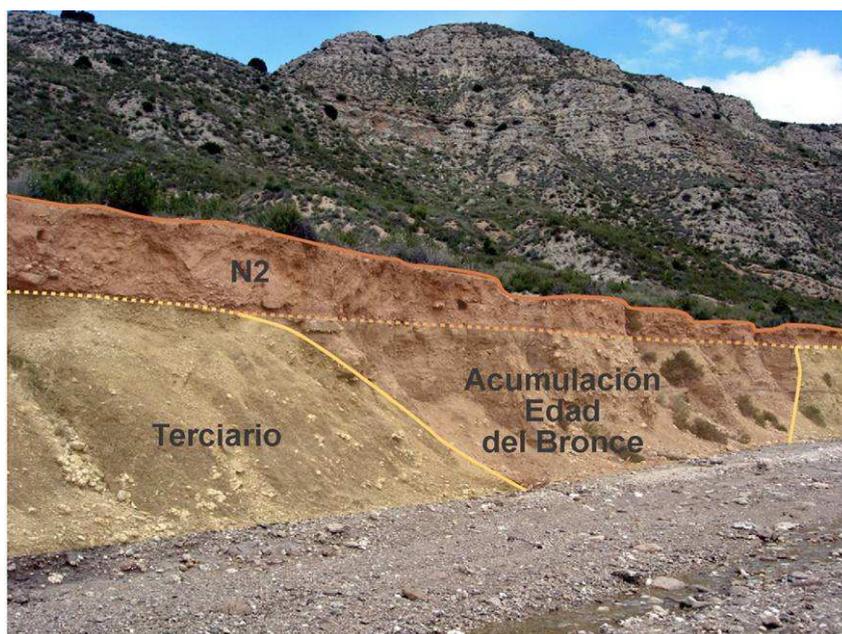
Las dataciones efectuadas nos sitúan la formación de este perfil en un periodo temporal corto, que corresponde cronológicamente con la Edad del Bronce, por lo que faltaría la base anterior a esa época que aparece en otras

acumulaciones del N3, como en el perfil **Virgen 1**. Por ello, debemos considerar que morfogénicamente pertenece su superficie al nivel N2, pero su contenido sedimentario solamente muestra la presencia de los tramos intermedios del N3. Idénticas circunstancias aparecen algo más al Sur (Fot. 23) donde el nivel morfogénico N2 recubre materiales muy laminados y formados por arenas finas y arcillas con pasadas de capas de materia orgánica, en una de las cuales se efectuó la datación Vir 3 (1406 ± 54 cal. a. C.) que se sitúa por tanto igualmente en la Edad del Bronce.



Fot. 23. Niveles laminados donde se tomó la muestra Vir 3 y capas superiores correspondientes al nivel N2.

Otro punto donde se aprecia esta misma particularidad puede observarse en la Fot. 24, donde la acumulación anterior, que hemos situado en la Edad del Bronce, rellena un canal abierto en los sedimentos terciarios, quedando colmatado superficialmente por los sedimentos del nivel morfogénico N2. Estos casos de sedimentos de la Edad del Bronce en posición aislada no son habituales en los rellenos de otros barrancos estudiados por nosotros ni en otras zonas de la Depresión del Ebro por otros autores.



Fot. 24. Canal excavado en los materiales terciarios y relleno superior del nivel N2.

En la confluencia del barranco Valdeviñas con el de la Virgen por su margen derecha (30TXM660800; 4628950) (Fig. 13) se debe encontrar un yacimiento de Época Romana –según la Carta Arqueológica de Aragón de 1991-. Lamentablemente no hemos conseguido localizar su ubicación, que quizá nos hubiera ayudado en las dataciones de este sector del valle. En el tramo bajo del barranco, enlazando con el nivel N3, aparecen una serie de conos aluviales en los que se han hallado fragmentos de cerámica de la Edad del Bronce-Hierro que es probable que provengan de un mogote situado próximo a la cabecera del barranco, aunque tampoco ofrecen una información aprovechable dada su posición muy superficial.

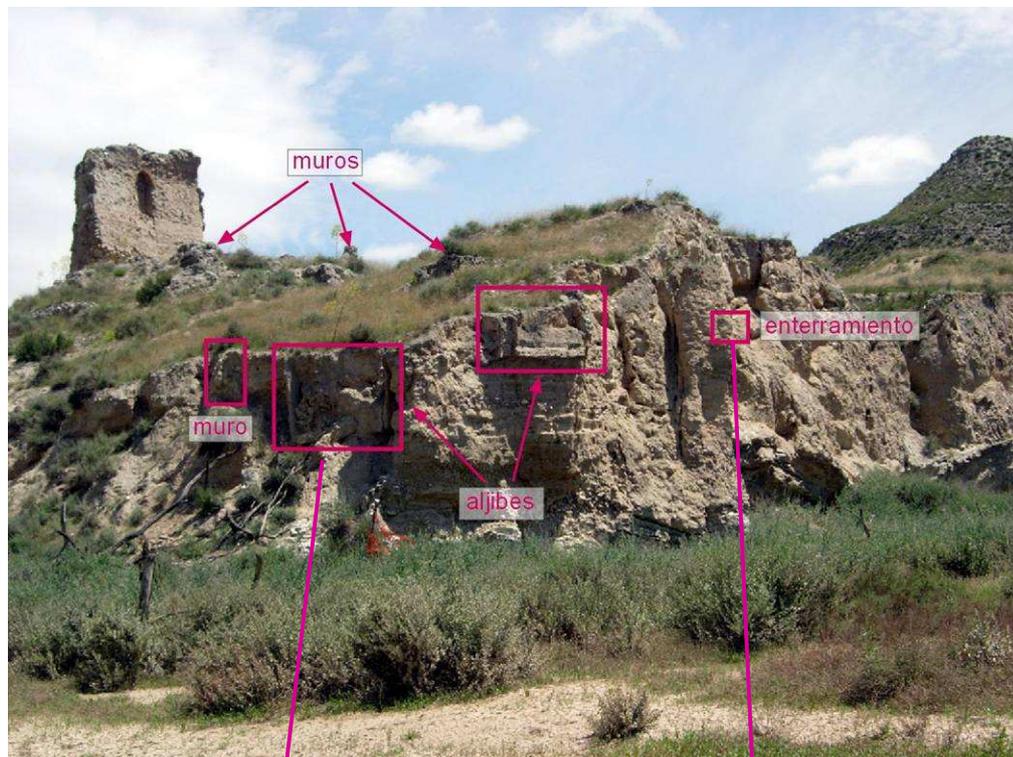
En el tramo bajo del barranco de la Virgen, en el sector correspondiente a su confluencia con el Ebro, aparecen algunos vestigios arquitectónicos como los de la ermita de Santa María Magdalena, ubicados en la margen izquierda del barranco (Fot. 25). Según Gascón (2007), la presencia de restos de sus contrafuertes sitúa el origen de esta construcción en la época de dominación musulmana de El Castellar, es decir, hacia el s. XI.



Fot. 25. Ruinas de la ermita de Sta. María Magdalena, en las que aún se conservan los restos de dos contrafuertes y un ventanal. En la imagen de la izquierda, tomada al Norte de la ermita, se aprecian las aguas turbias del río Ebro penetrando en el barranco de la Virgen durante la crecida de 2007.

En las proximidades de esta ermita, ya en la misma desembocadura del barranco (Fot. 25), aparecen incluidos en el depósito sedimentario, en ambas márgenes, restos de muros y de una especie de habitáculos cuyo origen y finalidad desconocemos. Afirma Gascón (2007) que las de la margen izquierda podrían corresponder quizás a un antiguo monasterio ya derruido, mientras que los restos de la orilla derecha los atribuye a antiguos hornos, si bien su morfología no se corresponde con la propia de tales elementos ni se han hallado cenizas ni restos de cerámicas en su interior. A nuestro parecer, según la interpretación de los restos constructivos hallados, el material que reviste el interior de las construcciones situadas en la margen izquierda del barranco hace pensar que su finalidad fuera el almacenaje de agua, quizá traída del Ebro. Pero lo que está claro es que no corresponden a canalizaciones, puesto

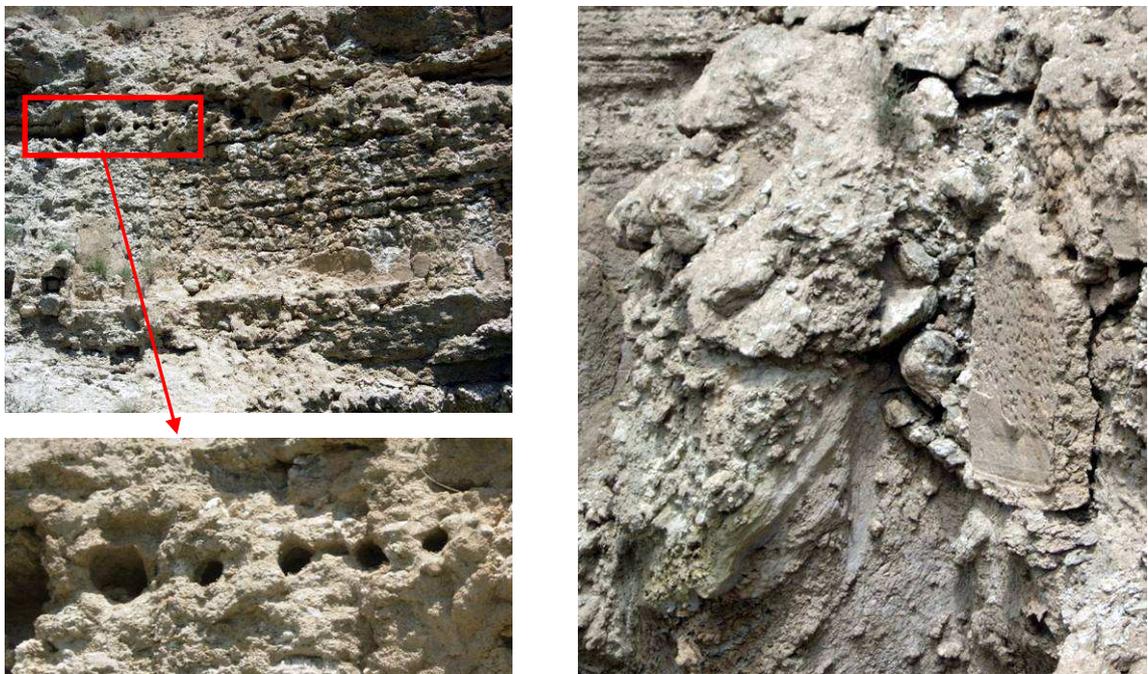
que estaban cerradas por sus lados (Fot. 26). También se observan restos de enterramientos en el escarpe de este nivel, que quedan colgados unos 4 m sobre el cauce del Ebro.



Fot. 26. Ermita de Sta. María Magdalena, con la situación de los restos de muros y aljibes (?) en el interior del nivel N2. Detalles de los posibles aljibes y de un enterramiento.

Por su parte, algunos de los restos de la margen izquierda podrían pertenecer igualmente a aljibes, mientras que otros formaron parte de casas medievales

(Fot. 27). En cualquier caso, estos restos constructivos fueron colocados en el interior del N2, por lo que son posteriores a su formación, y a continuación fueron recubiertos por otro depósito de unos 50 cm de espesor. No se han realizado dataciones 14C dada la gran abundancia de cerámicas de Época Musulmana y Medieval en todo el espesor del nivel situado al pie de la ermita, materiales que también rellenan parcialmente los receptáculos mencionados. Por ello no hay duda de la Edad Medieval/post-Medieval del nivel N2 del barranco de la Virgen, que puede correlacionarse bien con el mismo nivel localizado en la val de Miranda, relativamente cerca de este barranco.



Fot. 27. En la imagen de la izquierda se han recuadrado unos orificios –ampliados en la imagen inferior izquierda- que podrían haber sido utilizados para colocar vigas de casas (mechinales). En ambas fotos se puede observar el enlucido propio del interior de las paredes de las casas medievales.

Por su parte, el nivel **N1** aparece de manera puntual a lo largo del cauce, preferentemente en lóbulos de meandros. Se compone de materiales de calibre grueso, con escasez de sedimentos finos. Su asignación a este nivel radica en su posición encajada en el nivel N2 y a tan solo 0,5-0,6 m del cauce funcional.

Este nivel puede ser superado en momentos de crecida e incluso desaparecer en algunos tramos del valle, pero quedan suficientes testimonios de sectores en donde el nivel está perfectamente consolidado como tal. El barranco se incide en su lecho actual dando lugar a un nivel **N0** –subactual- (Fot. 29) formado por gravas calcáreas y de yeso alabastrino.



Fot. 28. Lóbulo de un meandro en el tramo medio del barranco de la Virgen, donde se han conservado los niveles N2 y N1.



Fot. 29. Nivel subactual (N0) generado por la incisión del barranco en su cauce.

Se han observado en el valle del barranco de la Virgen otras superficies que en principio parecían corresponder a niveles acumulativos de edad pleistocena –N4 y N5- descritos por otros autores en barrancos de este sector de la Depresión del Ebro (Arauzo y Gutiérrez, 1994; Peña *et al.*, 2004), pero resultaron ser niveles erosivos generados como consecuencia de las diferentes resistencias de los materiales terciarios, por lo que se han conservado al tratarse de estratos de yesos más duros (Fot. 30).

El cauce actual del barranco, que se ha ido ampliando a través de los derrumbes que tienen lugar en sus márgenes (Fot. 31), presenta en su tramo medio morfologías propias de cursos fluviales de ambientes áridos y semiáridos, como son los llamados *cantos acorazados* (Fot. 32), consecuencia de los episodios de aguas torrenciales.



Fot. 30. Niveles superiores estructurales y procesos de *piping* en el N3 del barranco de la Virgen en su tramo medio.



Fot. 31. Derrumbe en una de las márgenes del tramo medio del barranco de la Virgen.



Fot. 32. Bolas de arcilla acorazadas por gravillas finas y arenas, muy abundantes en el lecho actual del barranco de la Virgen.

Como puede apreciarse en la cartografía geomorfológica detallada de este barranco (Fig. 13), sus tramos medio y alto -y en especial la cabecera de la incisión- se ven afectados por procesos de *piping* (Fot. 30) y grietas de descompresión mediante los que se amplía el cauce actual y avanzan las cabeceras, tanto del barranco principal como de sus afluentes, por erosión remontante.

El barranco de la Virgen se incide profundamente en su curso bajo en los yesos miocenos con el fin de alcanzar el nivel de base local (Fot. 33). La aparición de capas de yesos más resistentes que otras provoca que en este tramo del barranco, debido a la erosión diferencial, se genere un cauce escalonado, con pequeños saltos de agua (Fot. 34).

Este sector del barranco más próximo a su desembocadura, se ve afectado por la acción del Ebro durante sus episodios de crecida importantes, cuando el colector principal cubre el cono aluvial del barranco de la Virgen y del cercano barranco Conejero, hasta alcanzar la base del escarpe (Fot. 35) e incluso penetrar varios metros en el cauce el barranco de la Virgen, en el que deposita materiales finos por decantación allí donde el agua se remansa (Fot. 36).



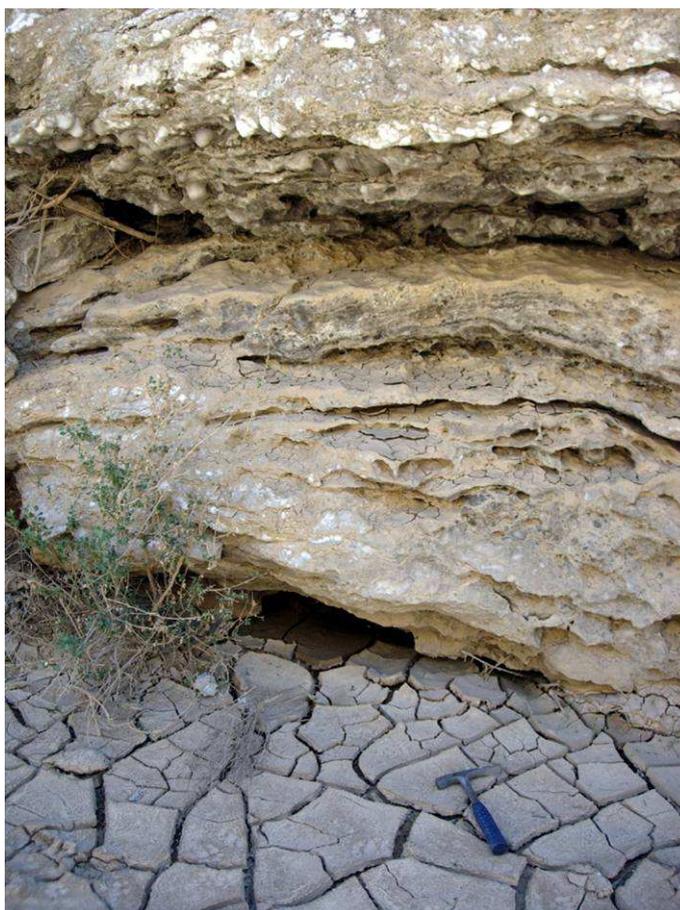
Fot. 33. Substrato yesífero resistente y muy irregular sobre el que se asienta la acumulación correspondiente al N3.



Fot. 34. Afloramiento de capas de yesos resistentes en el fondo del cauce, generando pequeños saltos.



Fot. 35. Durante la crecida ordinaria del Ebro en marzo de 2007, el río alcanzó el escarpe al pie del castillo de El Castellar, invadiendo el curso bajo de los barrancos.



Fot. 36. Limos y arcillas depositados en el sector más bajo del barranco de la Virgen al ser invadido por las aguas del Ebro, presentando grietas de desecación.

3.1.1.2. El barranco de Casa de la Pola

En el extremo occidental del área de estudio, donde el escarpe se separa del río y gira en dirección a Remolinos, desemboca en el río Ebro el barranco de Casa de la Pola (punto 2 de la Fig.12), que es uno de los pocos torrentes del área de estudio que ha tenido capacidad suficiente para regularizar prácticamente todo su perfil longitudinal y cortar, no solamente todas sus acumulaciones holocenas, sino también el escarpe de yesos.

Su estrecha y alargada cuenca de recepción –de 23,5 km²- se instala sobre los yesos miocenos y glaciares cuaternarios de los Montes de El Castellar. El angosto cauce del barranco, que se incide profundamente en estos materiales

prácticamente desde su cabecera (Fot. 37) y que constituye el límite occidental del Campo de maniobras de San Gregorio, alcanza una longitud de 11,4 km. Las altitudes máximas de la cuenca de este barranco, que alcanzan los 700 m.s.n.m, –en la Plana de Artajona- se sitúan en las cumbres de los glaciares que la red fluvial ha diseccionado, mientras que la altitud mínima, como es lógico, se encuentra en el contacto con la llanura aluvial del Ebro, a unos 220 m.s.n.m en este punto (Fig. 19) con una pendiente media de 3,6 % (Tabla 3).

Presenta una dirección aproximada N-S en la mayor parte de su recorrido. Tan sólo realiza un cambio de dirección en su tramo medio-bajo, donde vira hacia el Oeste para luego girar de nuevo hacia el Este y retomar la dirección inicial del cauce. Desemboca generando un doble cono aluvial que en su día se debió extender ampliamente sobre la llanura de inundación del Ebro, pero que hoy aparece ya parcialmente desmantelado.



Fot. 37. Vista general del barranco de Casa de la Pola.

Sus afluentes más importantes provienen de su margen derecha y presentan una incisión sobre los glaciares y el sustrato terciario, sin apenas acumulaciones holocenas (Fig. 19).

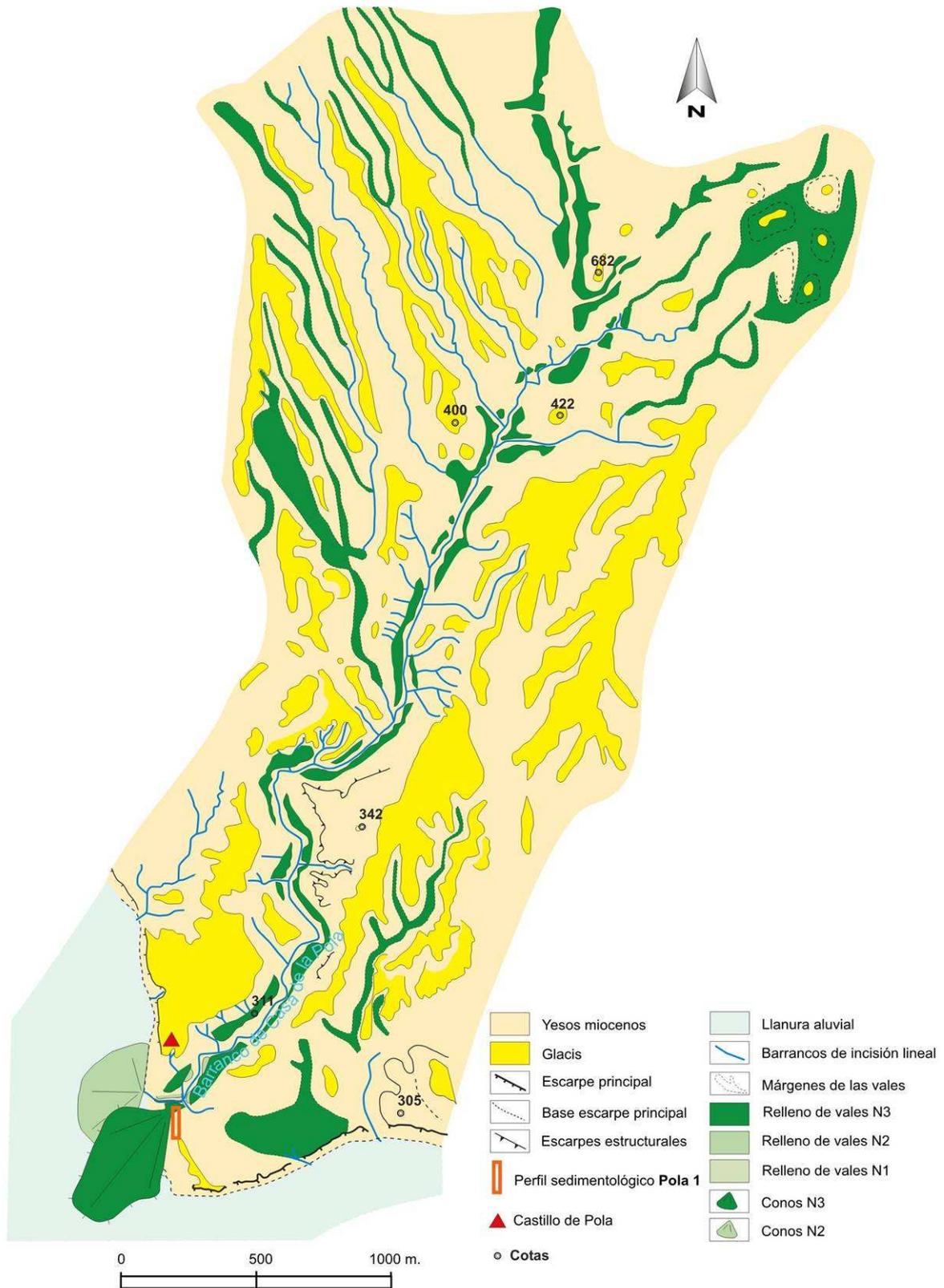


Fig. 19. Mapa geomorfológico detallado del barranco de Casa de la Pola.

Durante los trabajos de campo se recorrió el cauce de este barranco desde una zona próxima a la cabecera de la incisión hasta el cono final, para estudiar la sucesión de niveles de relleno así como de restos orgánicos o inorgánicos datables, habiéndose realizado un perfil longitudinal de los diferentes niveles holocenos (Fig. 20). Probablemente debido al acusado desnivel del cauce principal, la dinámica de este barranco sólo ha permitido la conservación del nivel general de relleno –N3-, cuya cronología se ha descrito ya en el barranco de la Virgen. Solamente en el tramo final, ya saliendo del escarpe de yesos, hemos localizado unos pequeños restos de los niveles N2 y N1 (Fig. 21).



Fot. 38. Vista aérea de la desembocadura del barranco de Casa de la Pola, donde se señalan los niveles N3 y N2 y se recuadran las ruinas del Castillo de Pola (Imagen Google Earth).

También se creyó identificar un nivel más alto que el general, que podría corresponder a un nivel N4 descrito por otros autores en barrancos de este

sector de la Depresión del Ebro (Fot. 39), pero resultó ser consecuencia del afloramiento de capas de yesos más resistentes, tal y como sucede en el barranco de la Virgen.



Fot. 39. Imagen en la que se aprecia la incisión del barranco en el nivel general de relleno N3. A la izquierda, el nivel estructural mencionado en el texto.

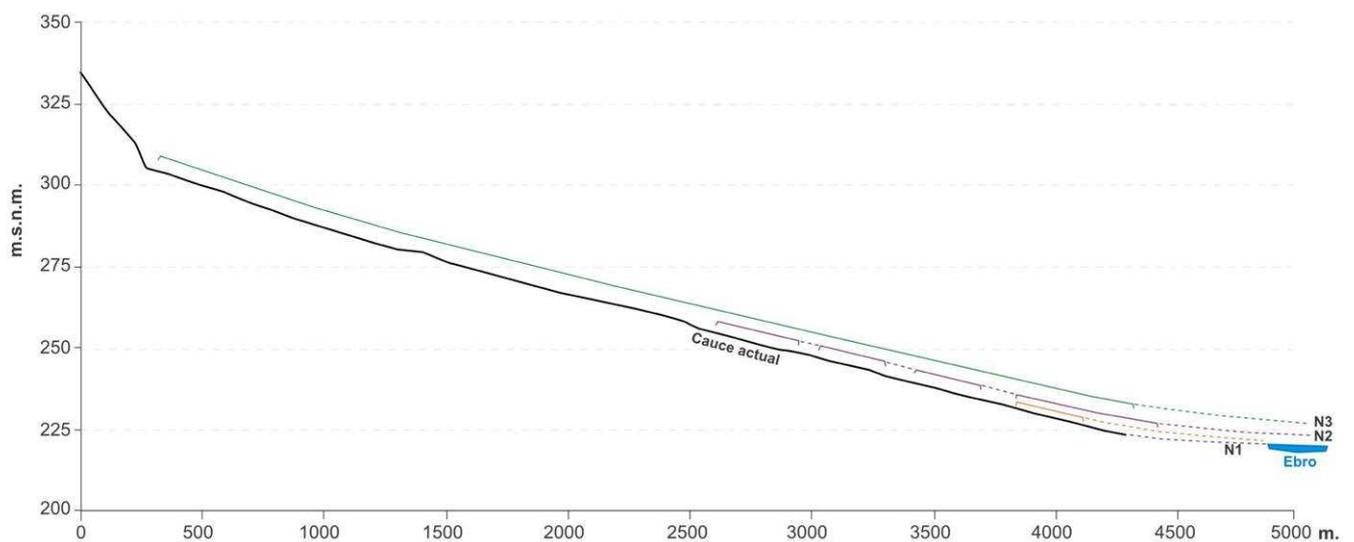


Fig. 20. Perfil longitudinal del barranco de Casa de la Pola y de sus niveles holocenos.

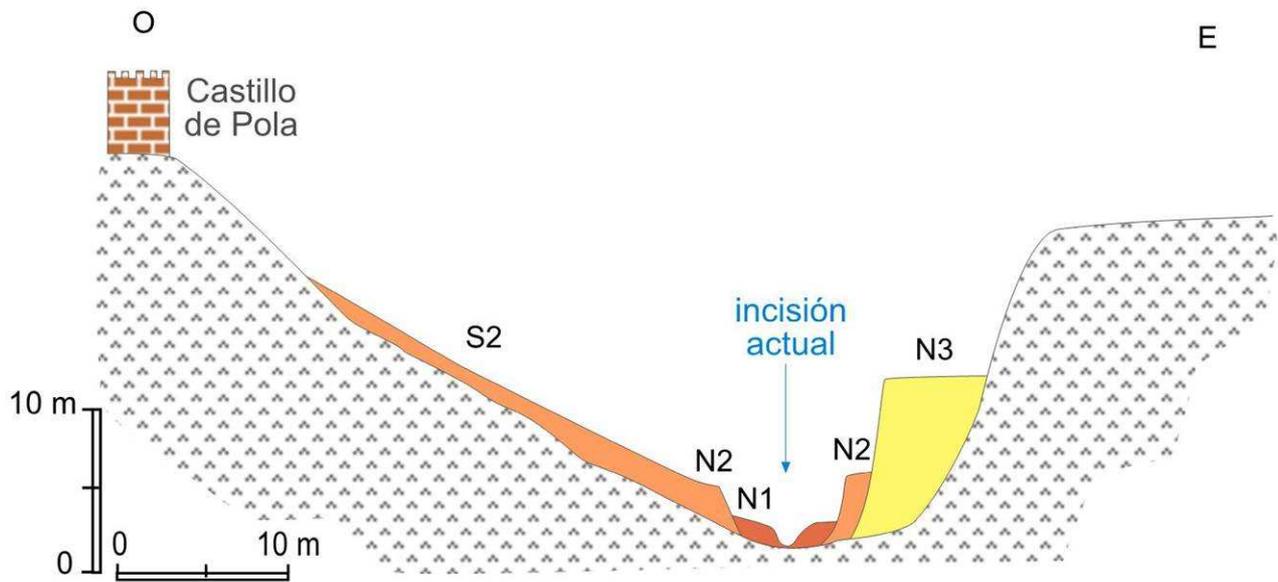


Fig. 21. Perfil transversal del barranco de Casa de la Pola.

A pesar de que no hemos localizado a lo largo del barranco restos arqueológicos o niveles de materia orgánica que pudiéramos datar, se ha realizado un perfil esquemático –**Pola 1**– (Fig. 22) en el **nivel N3**, cerca ya del cono terminal (Fot. 38). Presenta un espesor de unos 8 m visibles, ya que el sedimento continúa en la parte superior, pero no se aprecia debido a la vegetación que lo recubre, alcanzando aproximadamente en total unos 12 m de altura. Se compone de niveles bien estratificados de gravas de calizas y yesos, bien rodadas, especialmente en esta última litología, debido a la gran longitud de transporte; también aparecen grandes bloques de caliza (losas) poco rodados. Algunos niveles de arenas laminadas, de unos 35-40 cm de espesor, aparecen intercalados especialmente en los tramos superiores. La unidad más alta está formada por gravas más masivas, bien estratificadas y con imbricación de cantos.

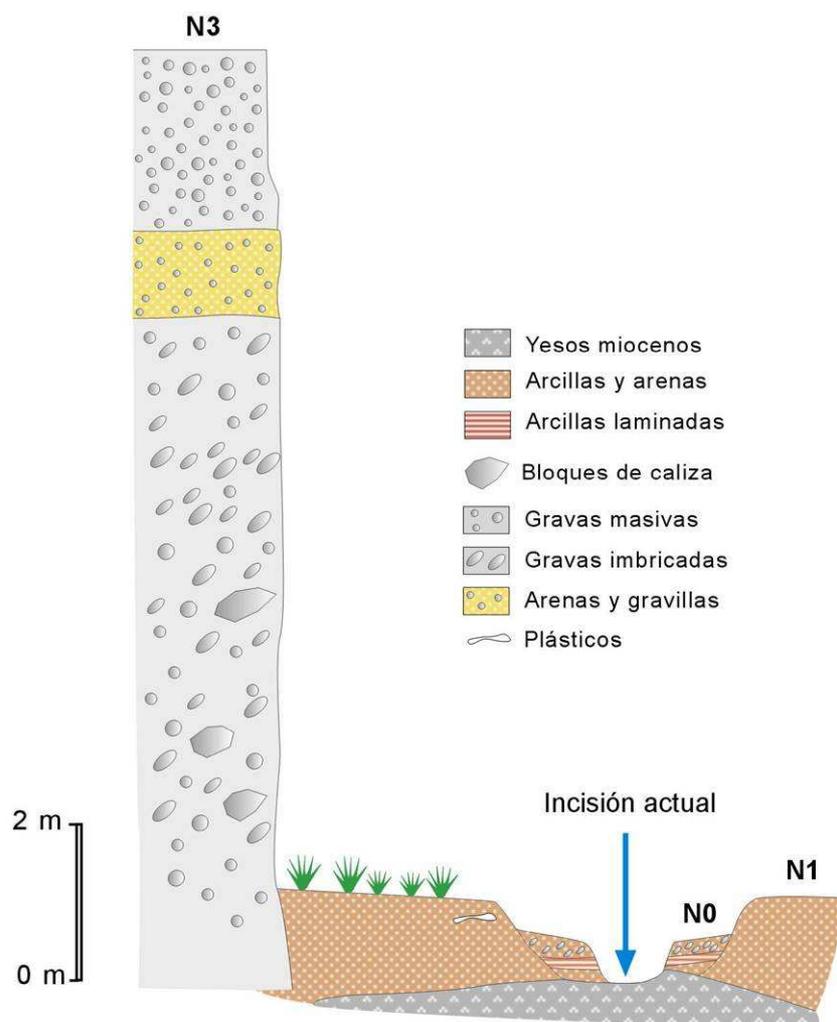


Fig. 22. Perfil **Pola 1**, en el que aparecen representados los niveles sedimentarios N3, N1 y N0.

En este mismo sector, aparecen pequeños retazos de **nivel N2** (Fot. 39), que por sus dimensiones no llegan a ser cartografiables en el mapa geomorfológico. Este nivel se sitúa a unos 5 m sobre el barranco y enlaza lateralmente con las laderas que descienden de los relieves estructurales del margen derecho del valle, en el que se sitúa el Castillo de Pola. Por esta razón, estos niveles contienen cerámicas y restos constructivos de Época Medieval, por lo que al igual que se ha indicado en el barranco de la Virgen, el nivel N2 se habría sedimentado en Época Medieval/post-Medieval. Las características arqueológicas de estos materiales las describiremos más detenidamente al analizar las laderas.



Fot. 39. Niveles N3 y N2 en el tramo bajo del barranco de Casa de la Pola.

El **nivel N1** aparece muy bien desarrollado (Fig. 20, 21 y 22), situándose en el curso bajo a 1,5 m de altura sobre la incisión funcional. Es posible diferenciar fases recientes en el desarrollo de la incisión (Fot. 40), tal como ha sido descrito en otras vales afluentes del río Huerva (Saz *et al.*, 2004), ya que aparecen intercalados entre los niveles de gravas, sedimentos laminados de arenas finas y arcillas, que contienen fragmentos de plásticos, por lo que incluso podría diferenciarse un nivel de desdoblamiento del N1 de Época Reciente, que hemos denominado **N0** por seguir la nomenclatura de los autores citados.

La incisión alcanza hasta los yesos del sustrato y muestra signos de una activa funcionalidad, con formación de barras linguoides con frentes de avalancha y arrastre de grandes bloques (Fot. 40). También en el cauce de este barranco se han hallado las morfologías conocidas como *cantos acorazados*, que han sido comentadas ya en el barranco de la Virgen.



Fot. 40. Niveles N1 y N0 en el sector próximo a la desembocadura, donde la incisión alcanza los yesos infrayacentes y la dinámica del barranco forma barras linguoides.



Fot. 41. Corte del cono más reciente –equivalente al N2- del barranco de Casa de la Pola.

Como ya se ha indicado, el barranco de Casa de la Pola conserva restos de los conos terminales, donde se asientan las casas de este pequeño núcleo habitado. Se diferencian dos conos aluviales: el más alto de ellos es prolongación del nivel N3 que hemos descrito en el interior del barranco, aunque perdiendo altura en dirección hacia el Ebro. El segundo está situado al Norte del anterior, formando un cono independiente que queda en posición más baja y lo relacionamos con el nivel N2; como puede apreciarse en la Fot. 41, se compone de niveles de gravas y arenas bien estratificadas.

3.1.1.3. El cono del Sisallar

Algunos pequeños barrancos con escasa cuenca receptora se ubican en el frente abrupto del escarpe de yesos, sin apenas penetración de su cabecera en las plataformas superiores. Es el caso del barranco del Sisallar (punto 3 de la Fig. 12), caracterizado por presentar una fuerte pendiente, prácticamente la que le marca el propio escarpe. Sin embargo, en su tramo final, ha desarrollado un gran cono aluvial, en el que afortunadamente se realizaron extracciones de áridos, permitiéndonos observar un detallado perfil, tanto frontal como transversal, siguiendo la incisión del barranco (Fot. 42 y 43).



Fot. 42. Panorámica general del corte frontal del cono del Sisallar.



Fot. 43. Corte transversal del cono del Sisallar, en el que se aprecia el nivel de bloques superior y la pendiente del cono.

Conos de características similares parecen existir en otros tramos del escarpe, pero no conocemos su contenido, al no haberse realizado labores de extracción, ni cortes de caminos que los atravesasen; por ello, el cono del Sisallar puede servir como un buen ejemplo de una sucesión sedimentaria holocena de cono aluvial perteneciente a barrancos de fuerte pendiente y corto recorrido (Fot. 44). Aunque se han revisado los depósitos de algunos otros conos, no nos han aportado datos cronológicos.

El cono del Sisallar se localiza entre dos meandros del río Ebro (punto 3 de la Fig. 12), habiéndose conservado relativamente bien, comparado con otros conos aluviales, aunque ha desaparecido por acción antrópica una parte del mismo. El perfil realizado se sitúa en uno de los sectores en donde aparecen más elementos que nos faciliten su asignación cronológica, como son restos de hogares, fragmentos de carbón, niveles cenicientos, huesos, sílex y cerámicas (Fig. 23 y Fot. 45).



Fot. 44. Otro de los conos de barrancos de fuerte pendiente cercano al cono del Sisallar.

Tabla 5. Dataciones 14C del cono del Sisallar.

Muestras	Referencia	Fechas B.P.	Fechas cal.	Etapa aprox.
Sisa 1	UZ-5646/ETH-36376	4285 ± 60	2928 ± 45 a.C.	Calcolítico
Sisa 2b	UZ-5646/ETH-36377	3535 ± 60	1854 ± 63 a.C.	Bronce
Sisa 4	UZ-5646/ETH-36378	1495 ± 55	584 ± 32 d.C.	Época Visigoda
Sisa 5	UZ-5647/ETH-36379	1570 ± 55	496 ± 53 d.C.	Época Visigoda

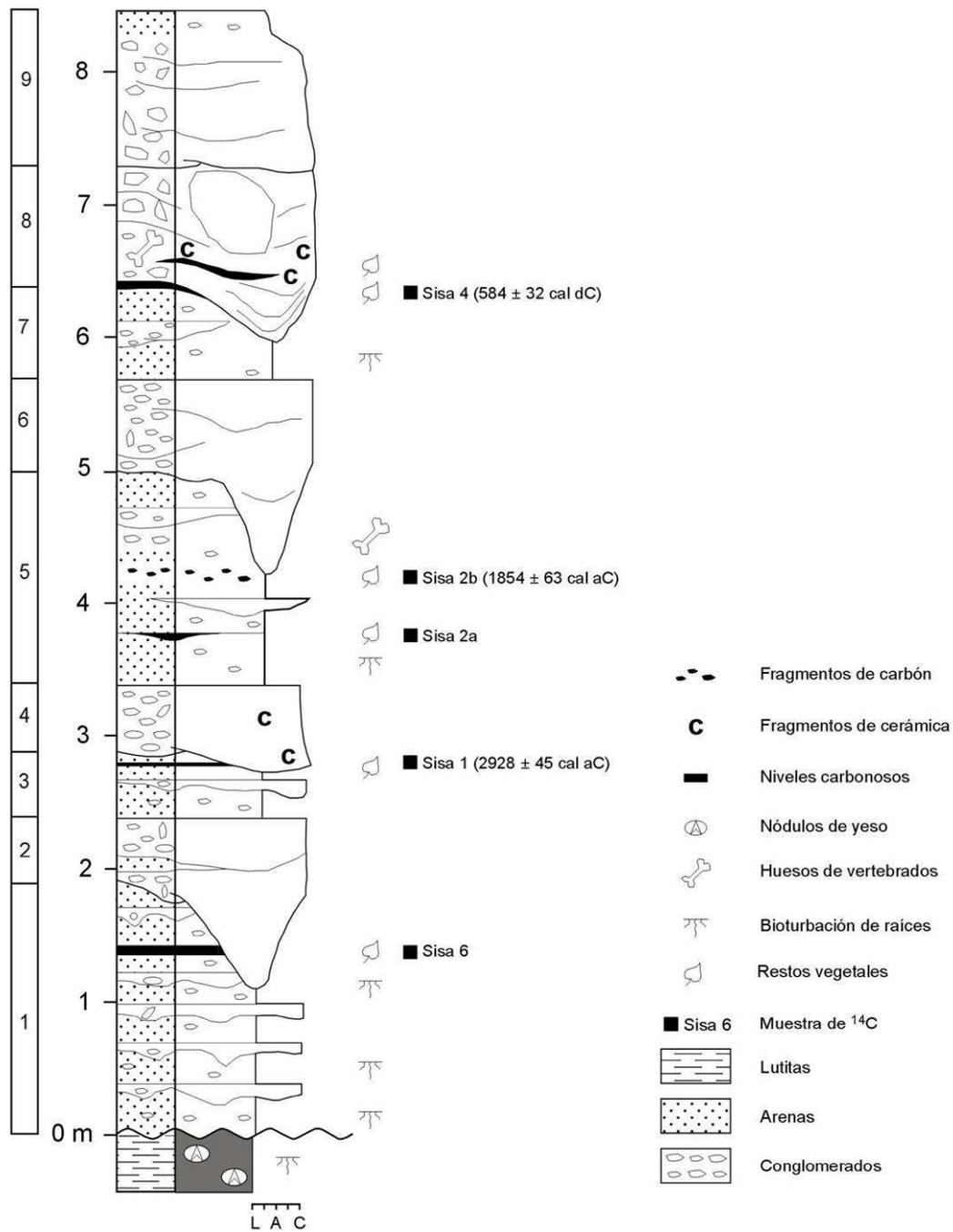
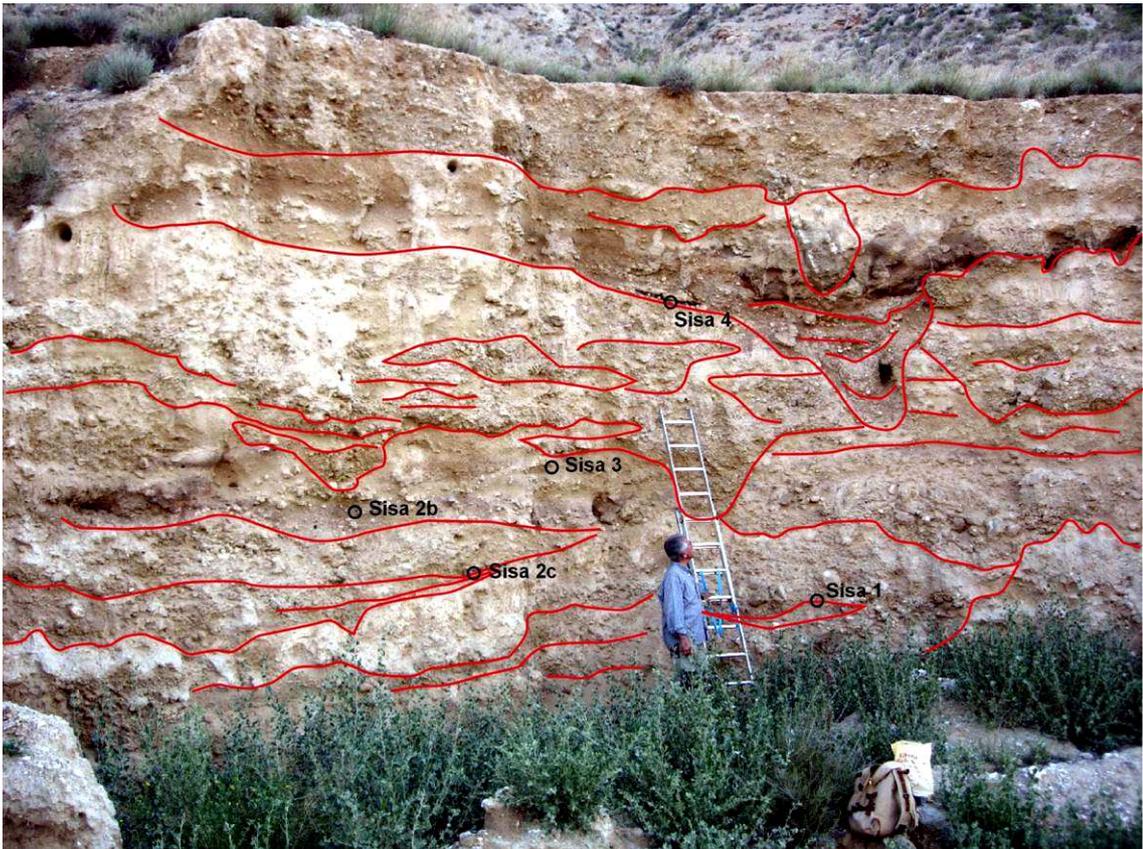


Fig. 23. Perfil **Sisallar 1**.



Fot. 45. Canales en el cono del Sisallar y ubicación de las muestras.

El yacente está compuesto por lutitas con nódulos de yeso del Mioceno inferior. El perfil se ha dividido en 9 tramos en función de sus características litológicas:

- **Tramo 1:** 1,9 m. Alternancia de arenas y conglomerados ocreos. Las arenas están constituidas por granos de yeso (gipsarenitas) de grano fino-medio, ocasionalmente limos, que se disponen en niveles tabulares irregulares de hasta 20 cm de espesor. En las de grano más fino se observa bioturbación de raíces rellena de yeso mientras que las de grano más grueso intercalan clastos dispersos de yeso de tamaño centimétrico. De forma ocasional se observan niveles arenosos lavados (sin matriz). Los conglomerados son heterométricos y desorganizados, con textura granosostenida, clastos de yesos (95%) y en menor proporción de calizas (5%). En general los clastos están subredondeados, con matriz arenosa sin cementación. Se disponen en niveles tabulares irregulares de 10-30 cm de espesor. A 1,4 m de la base del tramo aparece intercalado un nivel carbonoso, con restos de yeso y fragmentos centimétricos de carbón. En este nivel, de espesor centimétrico y continuidad lateral importante, se ha recogido la muestra Sisa 6.

- **Tramo 2:** 50 cm. Conglomerados ocres heterométricos y desorganizados, con textura granosostenida, con la misma proporción de litología de clastos que en el tramo anterior. En general los clastos están subredondeados, con matriz microconglomerática sin cementación. Se disponen en un nivel lenticular con base canaliforme muy incisiva sobre el tramo subyacente en cuyo interior se reconocen intercalaciones arenosas.
- **Tramo 3:** 50 cm. Alternancia de arenas y conglomerados ocres. Las arenas (gipsarenitas) son de grano fino-medio. Intercalan clastos dispersos de yeso de tamaño centimétrico. Se disponen en niveles tabulares irregulares de hasta 25 cm de espesor. Los conglomerados son heterométricos y desorganizados, con textura granosostenida, clastos de yesos (95%) y de calizas (5%). En general los clastos están subredondeados, con un centilo de 12 cm. La matriz es arenosa y sin cementación. Se disponen en niveles tabulares irregulares de 10-20 cm de espesor con restos de cerámica dispersos. A 40 cm de la base del tramo aparece intercalado un nivel carbonoso, con fragmentos centimétricos de carbón. En este nivel se ha recogido la muestra Sisa 1, cuya edad calibrada es de 2928 ± 45 a.C. (Tabla 5).
- **Tramo 4:** 50 cm. Conglomerados ocres heterométricos y desorganizados, con textura granosostenida, e idéntica composición de clastos que en los tramos anteriores. En general los clastos están subredondeados, con un centilo de 30 cm. La matriz es microconglomerática. Carecen de cementación. Se disponen en un nivel lenticular con base canaliforme. Presenta evolución vertical granodecreciente.
- **Tramo 5:** 1,6 m. Arenas ocres con intercalaciones de conglomerados de igual color. Las arenas son de grano medio-grueso y contienen una gran cantidad de clastos dispersos de tamaño centimétrico. Se disponen en un nivel masivo en el que aparecen intercalados los niveles conglomeráticos así como un nivel carbonoso discontinuo (muestra Sisa 2a, que no ha sido datada) y otro de 20-30 cm de espesor formado por fragmentos carbonosos de hasta 2 cm (muestra Sisa 2b, cuya edad calibrada es de 1854 ± 63 a.C. (Tabla 5). También aparecen abundantes restos de cerámica y huesos, así como bioturbación de raíces. Los conglomerados tienen textura granosostenida. Los clastos son mayoritariamente de yeso, subredondeados, con un centilo de 10 cm. La matriz es arenosa y carecen de cementación. Se disponen en niveles lenticulares discontinuos de 10-30 cm de espesor.
- **Tramo 6:** 70 cm. Conglomerados ocres con textura granosostenida. Los clastos son mayoritariamente de yeso, subredondeados, con matriz arenosa, escasa y carente de cementación. Se disponen en un nivel lenticular con base muy erosiva en el que se observa un relleno multiepisódico.
- **Tramo 7:** 70 cm. Arenas ocres con intercalaciones de conglomerados de igual color. Las arenas son de grano medio-grueso y contienen una gran cantidad de clastos

dispersos de tamaño centimétrico. Se disponen en un nivel masivo en el que aparecen intercalados los niveles conglomeráticos así como fragmentos carbonosos. Presentan bioturbación de raíces. Los conglomerados tienen textura granosostenida. Los clastos son mayoritariamente de yeso, subredondeados. La matriz es arenosa, bien lavada y carecen de cementación. Se disponen en niveles lenticulares discontinuos de 10-30 cm de espesor.

- **Tramo 8:** 90 cm. Conglomerados ocre con textura granosostenida. Los clastos son mayoritariamente de yeso, subredondeados. Aparecen fragmentos de huesos, cerámicas, carbón, sílex y clastos redondeados de cuarcita. La matriz es arenosa y carecen de cementación. Se disponen en un nivel lenticular con base muy erosiva en el que se observa un relleno multiepisódico durante el que se han depositado niveles carbonosos (muestra Sisa 4) con una edad calibrada de 584 ± 32 d.C. (Tabla 5), cenizas y un nivel de grandes bloques.
- **Tramo 9:** 1,2 m. Tramo conglomerático ocre, muy cambiante lateralmente. Los conglomerados heterométricos y desorganizados, con textura granosostenida, clastos de yeso subredondeados, con matriz arenosa sin cementación. Se disponen en un nivel tabular irregular con evolución vertical granodecreciente. Lateral y verticalmente cambian a arenas ocre de grano medio-grueso con clastos dispersos.

La interpretación de este perfil indica que el ambiente sedimentario a lo largo de toda la acumulación es de tipo aluvial. La fábrica, desorganización y heterometría de los conglomerados, así como la angulosidad de los clastos y la escasa selección de la matriz indican que posiblemente se trata de aportes laterales y gravitacionales del barranco. Sin embargo, la fuerte incisión que se observa en la base de algunos niveles conglomeráticos, con rellenos multiepisódicos, así como la selección de la matriz en alguno de estos niveles o su ausencia en determinados estratos arenosos apuntan hacia características fluviales: canales conglomeráticos alternando con niveles arenosos correspondientes a etapas de menor energía o zonas más resguardadas del canal. Es interesante destacar también que alguno de estos niveles de origen más fluvial (tramo 8) presenta después un relleno típicamente aluvial, donde se reconoce además un nivel de grandes bloques cuyo origen corresponde a un desprendimiento gravitacional de ladera.

El tramo 8 tiene una gran continuidad y es también visible en la incisión del barranco, donde forma un nivel oscuro en donde se tomó la muestra Sisa 5, cuya datación calibrada es de 496 ± 45 d.C. (Tabla 5) y existen restos de cerámica de Época Visigótica (Fot. 46).



Fot. 46. Boca de una vasija de Época Visigótica localizada en el cono del Sisallar.

Un problema que se plantea es la procedencia de los materiales cerámicos y el sílex retocado localizados en el perfil así como dispersos en la base, fuera ya de su contexto estratigráfico. Se ha realizado una intensa prospección en la superficie y en las proximidades del cono, ya que parte del material presenta pocos signos de transporte largo. Tampoco en las laderas, fuertemente denudadas y de gran pendiente, ha sido posible localizar un lugar de anterior ocupación. En las imágenes aéreas se aprecia un presunto yacimiento (Fot. 47) consistente en una morfología subpentagonal, limitada claramente respecto al espacio circundante, pero en su prospección no se hallaron restos arqueológicos significativos –estructuras constructivas, cerámicas interestratificadas, etc-. Por este motivo el material arqueológico contenido en el cono aluvial situado al pie del escarpe no parece proceder de ese perímetro cuyo origen, no obstante, es antrópico –quizá para fines ganaderos-. Todo

parece apuntar a que quizá el yacimiento, en sus diferentes momentos de ocupación, se ciñó a la superficie del cono aluvial, en cuyo interior es posible apreciar una cierta densidad de cerámicas, cubetas arcillosas con restos de combustión y abundantes cenizas.



Fot. 47. Perímetro que fue interpretado inicialmente como un posible yacimiento arqueológico, ya que el cono aluvial del barranco que lo está erosionando presenta numerosos fragmentos cerámicos (imagen Google Earth).

Por las edades obtenidas en el cono del Sisallar podemos deducir que su construcción se ha prolongado desde la Edad del Bronce antigua hasta la Época Romana tardía e inicios de Época Visigoda, lo que significa que el río Ebro no ha discurrido por este sector del escarpe desde hace más de 4000 años e incluso los cortes observables en el momento actual, donde se ha realizado el perfil **Sisallar 1** corresponden a la actividad antrópica para extracción de gravas.

3.1.1.4. Los conos del escarpe de Utebo

Partiendo desde Alagón y siguiendo el escarpe en dirección SE, se llega a una zona –frente a la localidad de Utebo- caracterizada por grandes deslizamientos rotacionales, debido a la actividad basal del río Ebro, en cuyo bloque inferior es posible identificar tres conos situados a distintas alturas sobre el cauce principal (punto 4 de la Fig. 12).

El nivel más alto (cono 1) (Fot. 48) presenta un desnivel respecto al río de unos 35-40 m y está compuesto por fragmentos de calizas y sílex, que probablemente procedan del glacis cuaternario situado sobre el escarpe principal.

El nivel intermedio (cono 2) está unos 10 m sobre el Ebro, formado por sedimentos finos de color ocre y adosado a un desprendimiento antiguo del escarpe que forma una gran acumulación de bloques.

El nivel inferior (cono 3) se sitúa a unos 5-6 m de altitud sobre el río. Se compone de sedimentos finos, blanquecinos, entre los que se incluye algún resto óseo y fragmentos de cerámica medieval. Asimismo, este nivel aparece fosilizando unos muros de época medieval, permitiendo todo ello situarlo cronológicamente como post-Medieval.

Desconocemos la edad del nivel alto e intermedio ya que no se han localizado restos de origen antrópico ni materia orgánica para datación.



Fot. 48. Panorámica de los tres niveles de conos aluviales del escarpe frente a la localidad de Utebo.

3.2.2.5. Los conos de la Val de la Señora

Al Noroeste de Alcofea se localiza un sector del escarpe, a cuyo pie se han generado numerosos deslizamientos y desprendimientos, así como algunos conos aluviales, que se han conservado relativamente bien a pesar de la proximidad del río Ebro. Es aquí donde se encuentra el conjunto de conos de la Val de la Señora (punto 5 de la Fig. 12), dividido en dos sectores que distan unos 500 m el uno del otro.

Conos sector A

Corresponden a la parte más oriental de la Val de la Señora y en ellos se han llegado a diferenciar tres etapas de formación de conos, algunos de ellos prolongados hacia las laderas, que se describen a continuación (Fot. 49):



Fot. 49. Los tres niveles de cono descritos en el sector A.

- **Etapa 1.** Se trata del nivel más antiguo, constituido por un cono de derrubios, de gran pendiente, formado por grandes bloques de yeso desprendidos del escarpe principal. La posterior incisión del barranco lo ha transformado en *talus flatirons* o facetas triangulares cuyos ápices han quedado separados del escarpe a medida que el barranco ha ido ampliando su cabecera. Según autores como Sancho *et al.* (1988), este tipo de acumulaciones precisan condiciones climáticas más húmedas que las actuales, favoreciendo los movimientos en masa de la ladera, mientras que los procesos de incisión tienen más probabilidad de

producirse en etapas de clima seco, más similar al actual. Por otra parte, la elevada pendiente del antiguo cono de derrubios indica que durante su formación, el río Ebro discurría cercano al escarpe, verticalizándolo y propiciando así la aparición de grietas de descompresión y la caída de bloques.

- **Etapa 2.** Presenta una pendiente mucho menor que el cono-ladera de la etapa 1, por lo que se deduce que el Ebro se había alejado del escarpe en esos momentos, dejando más espacio para el desarrollo del cono aluvial. Éste debió formarse en una fase de clima seco, debido a que fue generado por el barranco que se incidió en el nivel anteriormente descrito. Se compone de fragmentos de yeso y materiales finos procedentes de la alteración de estas mismas litologías y en la actualidad aparece seccionado por una incisión posterior, que da lugar a la etapa 3. No se han encontrado en él restos arqueológicos que permitan su datación relativa.
- **Etapa 3.** Durante su formación, el Ebro debía permanecer alejado del escarpe, puesto que es un nivel muy extenso y de poca pendiente. Está constituido principalmente por limos yesíferos y aún hoy conserva su morfología en abanico, si bien el Ebro ha erosionado ya su parte distal y media. Este corte natural permite observar la estructura interna del cono, en el que se han hallado restos arqueológicos, como fragmentos de cerámicas e incluso casas que fueron fosilizadas durante la formación de esta acumulación. Además, sobre la superficie de este nivel de cono se pueden observar dos antiguas catas arqueológicas (Fot. 50) que permiten ver estructuras de edificios, con paredes de bloques de alabastro, con restos de cenizas, carbón y cerámicas. Entre estas últimas cabe destacar la presencia de *terra sigillata* y fragmentos de *tegulae*, que sitúan el yacimiento claramente en Época Romana tardía. Probablemente se trata de una de las numerosas villas romanas que existieron en los alrededores de Zaragoza, como las que se encontraron en el valle del Huerva, fosilizadas por conos similares (Peña *et al.* 1993, 1996, 2001, 2004).



Fot. 50. Cata 1 del yacimiento romano de la Val de la Señora (etapa 3), al pie del escarpe de yesos.

Muy próximo a esas catas se encuentra un largo escarpe de unos 6 m de altura generado por el Ebro (Fot. 51), donde queda al descubierto la base de las paredes de alabastro, así como restos de pavimentos, tuberías y niveles con cenizas y cerámicas más antiguas que, dadas sus características, probablemente daten de la Edad del Bronce (Fot. 52 y 53). Se puede concluir con esto que la etapa 3 comenzó a formarse con anterioridad a la Época Romana; sobre él se instaló una villa de esa época que acabó siendo soterrada por la propia evolución del cono, quedando en la actualidad a unos 0,5-1 m de profundidad. Peña (1996) y Peña *et al.* (1996) identifican niveles acumulativos de edades similares en el Barranco de Miranda (Juslibol, Zaragoza) y en el Barranco de la Morera (María de Huerva, Zaragoza), respectivamente. Pese al fuerte desnivel existente, dada la verticalidad de este escarpe, los barrancos actuales todavía no lo han seccionado longitudinalmente, por lo que parece que el Ebro discurrió pegado a su base hasta hace relativamente poco tiempo.



Fot. 51. Etapa 3 de cono erosionado recientemente por el río Ebro, quedando al descubierto la parte basal de la villa romana.



Fot. 52. Varios detalles de los restos de la villa romana: muros, pavimento y tuberías.



Fot. 53. Horno cerámico en la villa romana.

Conos sector B

Si se continúa hacia el Noroeste, se encuentra otro conjunto de conos de escasa pendiente que ocupa una posición más baja que los del sector A. Un corte longitudinal y otro transversal permiten observar que se componen fundamentalmente de limos yesíferos, con algunas intercalaciones de cantos de yeso. Asimismo, quedan al descubierto restos de paredes de ladrillo y cantos de alabastro, con cerámicas dispersas de Época Medieval (Fot. 54). Así, parece ser que este cono corresponde a una **etapa 4** generada tras la completa erosión de la etapa 3 por parte del Ebro, que se retiró posteriormente permitiendo la deposición de esta nueva acumulación.



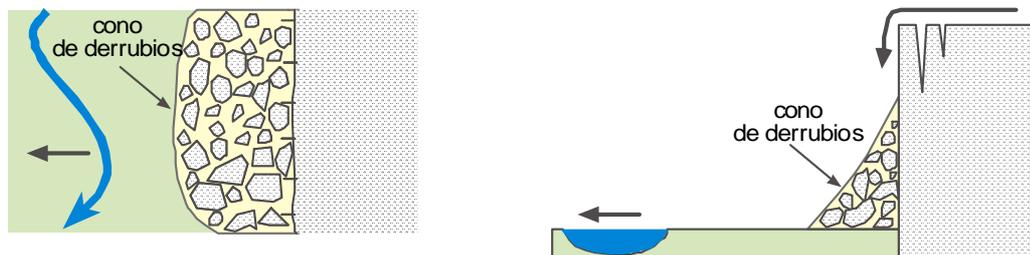
Fot. 54. Pared de la época medieval en el interior del cono y restos de cerámica.

La siguiente figura (Fig. 24) muestra de forma resumida las diferentes etapas evolutivas del escarpe el área de la Val de la Señora. En lo que se ha considerado situación inicial (A), el río discurría pegado al escarpe, verticalizándolo y propiciando así la activación de los procesos de ladera. De ese modo se produjo la aparición de grietas de descompresión y el posterior desprendimiento de bloques que generaron un cono de derrubios (B), que pertenece a la etapa denominada 1 y que se repite posteriormente durante la etapa 2. Más tarde, la incisión de barrancos laterales lo seccionó dando lugar a *talus flatirons* y depositó un cono de mucha menor pendiente (C) en Época Romana (etapa 3), que fue erosionado en su parte distal y media (D) por la aproximación del Ebro al escarpe. A continuación se depositó un nivel de Época Medieval (E), correspondiente a la etapa 4, que también fue erosionado parcialmente por una nueva aproximación de los trenes de meandros al escarpe (F). Una vez en esta fase, la evolución posterior podrá tomar dos vías diferentes: que el río se aleje del escarpe permitiendo la conservación de los

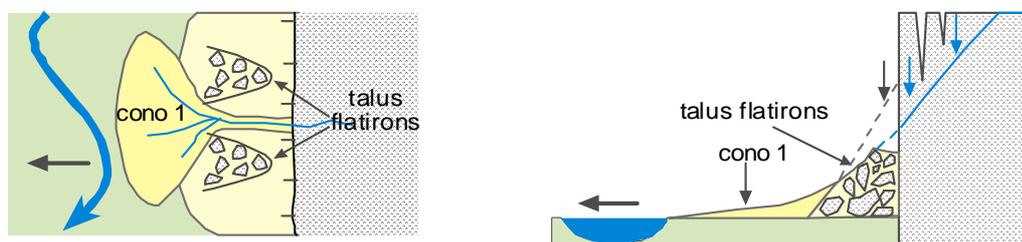
niveles de cono (G1) o que el río se acerque al frente de yesos, erosionando los conos (G2) y dando lugar a un nuevo escarpe verticalizado (H) como el de la situación inicial. La primera de estas posibilidades es la que observamos en esta área, pero hacia Alfocea y Miranda ha predominado la segunda posibilidad, con la consiguiente erosión o incluso desaparición de los conos aluviales de las etapas mencionadas.



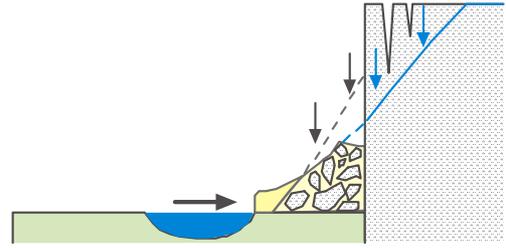
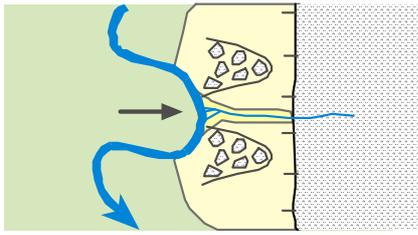
A. Erosión lateral del río Ebro y verticalización del escarpe.



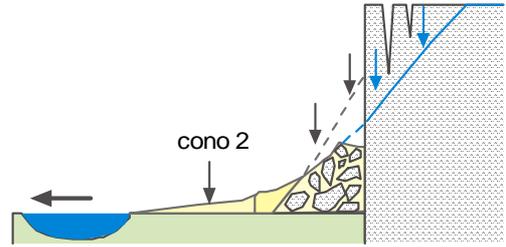
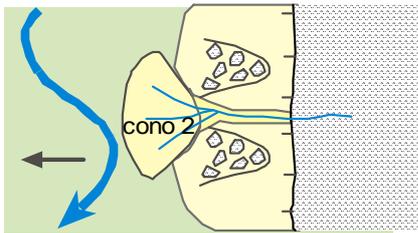
B. Acumulación de conos de derrubios (etapa 1 y 2).



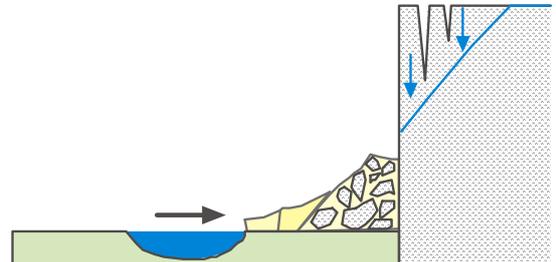
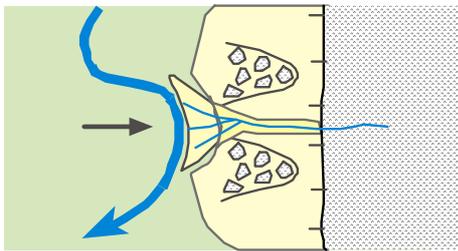
C. Incisión de barrancos laterales y formación de *talus flatirons* y del cono de la etapa 3.



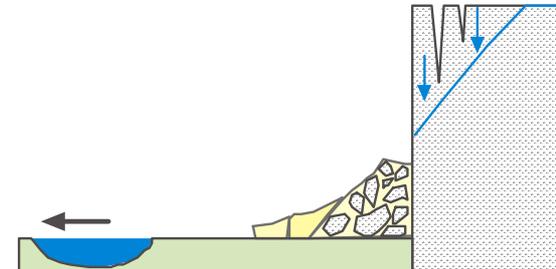
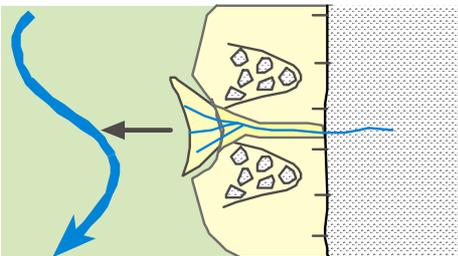
D. Erosión lateral del cono de la etapa 3.



E. Formación del cono de la etapa 4.



F. Erosión lateral del cono de la etapa 4.



G1. Conservación de los conos por retirada del río Ebro.



G2. Erosión lateral del Ebro y destrucción de los conos.



H. Erosión lateral del Ebro, formación de nuevo escarpe y valles colgados.

Fig. 24. Etapas evolutivas de carácter cíclico en las laderas y conos del pie del escarpe de yesos, en el sector de la Val de la Señora (Alfocea).

Todo este largo proceso evolutivo se repite en numerosos barrancos del sector de Alfocsa y provoca el progresivo retroceso del escarpe, su linealidad y la excavación de los valles laterales que intentan adaptarse al nivel de base más bajo y cercano del río Ebro. No siempre consiguen este objetivo, por lo que son frecuentes los valles colgados, totalmente desconectados en su pendiente longitudinal por la brusca ruptura del escarpe. En gran parte, es consecuencia del escaso tiempo transcurrido entre las diferentes etapas mencionadas.

3.1.1.6. El barranco y cono de Alfocea

El barranco de Alfocea o de los Lecheros (punto 6 de la Fig. 12) es otro de los de mayor entidad del área estudiada y discurre en sentido N-S, desembocando en el río Ebro en la localidad que le da nombre (Fig. 25). La longitud de su cauce, cuya incisión retrocede por erosión remontante, alcanza los 14,3 km y su cuenca es una de las de mayor extensión, con 80 km². Sus altitudes máximas se localizan en los cerros testigo de los antiguos glaciares que han sido erosionados por el intenso encajamiento de la red fluvial -571 m.s.n.m. del Puig Amarillo-, mientras que la altitud mínima -210 m.s.n.m.- corresponde a su desembocadura (Tabla 3). La pendiente media del cauce principal es del 1,7 %, que se hace especialmente visible en su tramo final, donde el barranco se incide alcanzando una pendiente del 3,3 % y discurre por el interior de Alfocea.

Tiene su cabecera instalada en los yesos y terrazas fluviales del Campo de maniobras de San Gregorio, donde se extiende su amplia cuenca. El tramo alto de su cauce presenta una morfología acunada, mientras que en sus tramos medio y bajo aparece una profunda incisión que deja en sus márgenes una secuencia de niveles acumulativos (Fig. 25, 26 y 27; Fot. 55 y 56). Sus afluentes más importantes son los barrancos de Pusimilla –por su margen derecha- y de Santa Ana –por la izquierda-, los cuales mantienen una morfología semejante a la del barranco principal (Fig. 25).



Fot. 55. El barranco de Alfocea en su tramo bajo, a su paso por el pueblo.

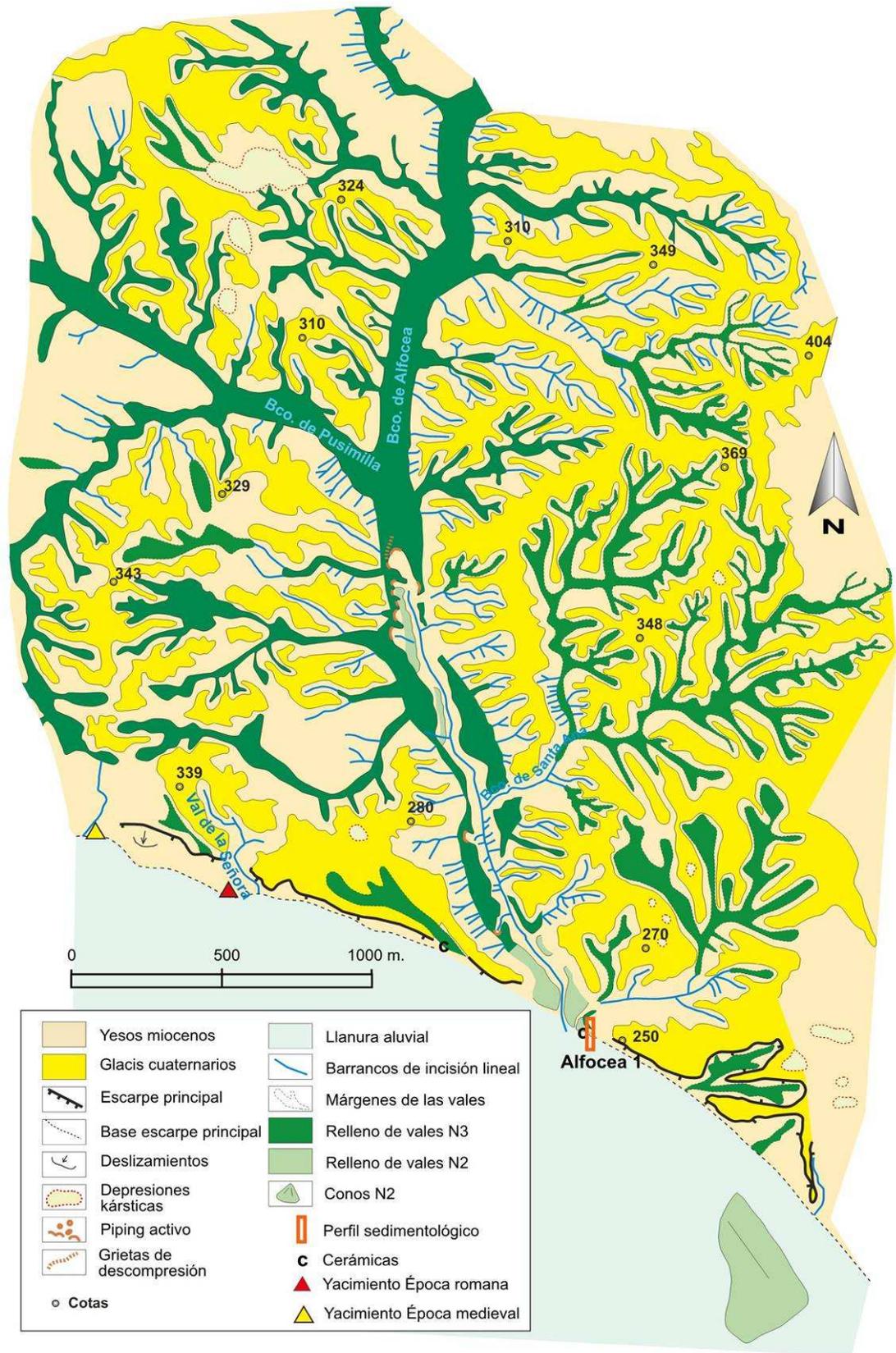


Fig. 25. Mapa geomorfológico detallado del barranco de Alfoccea en su curso medio y bajo.

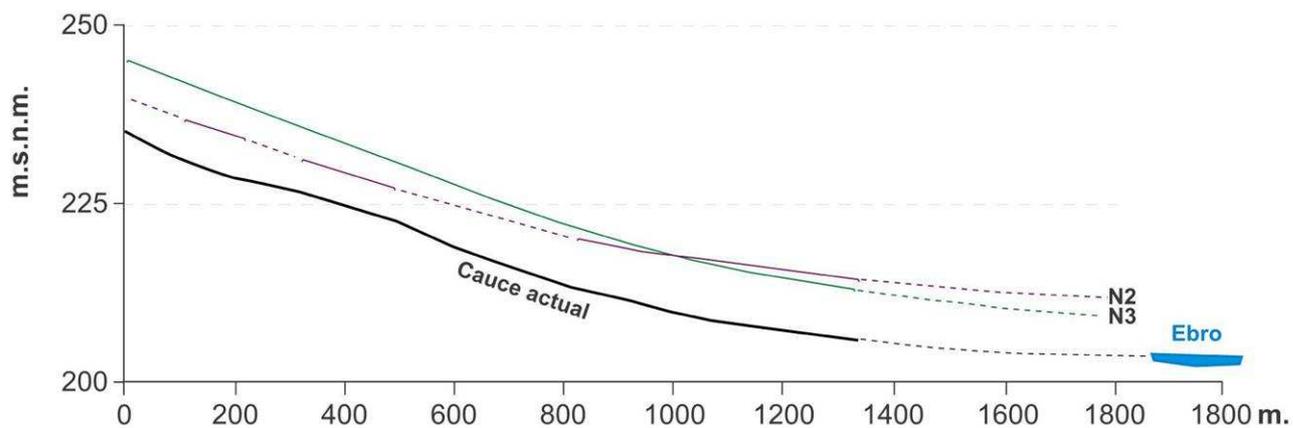
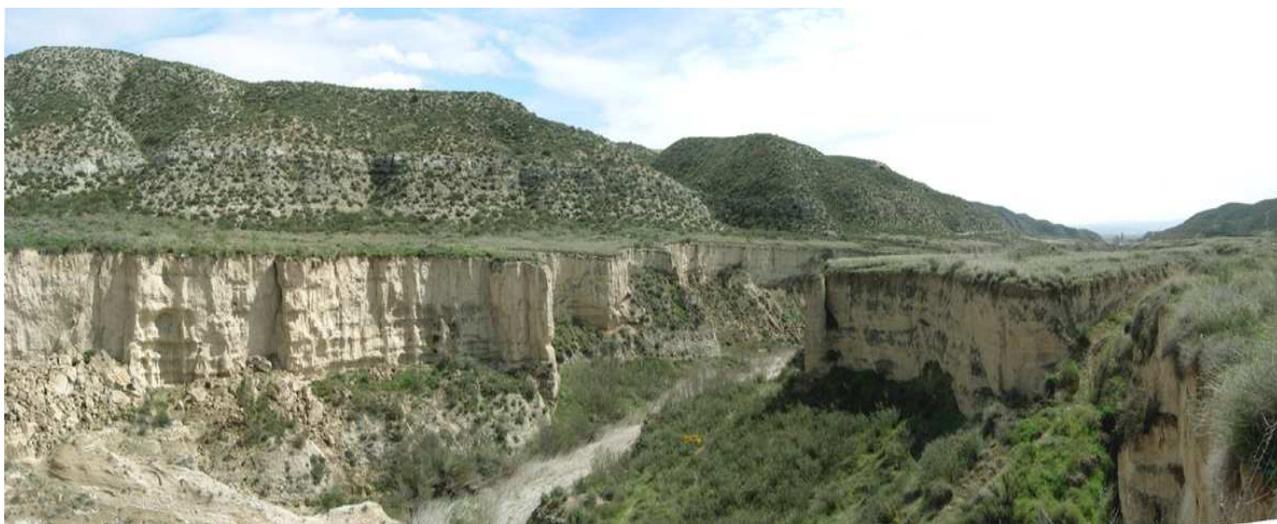


Fig. 26. Perfil longitudinal del barranco de Alfocea y de sus niveles holocenos.



Fot. 56. Incisión en el relleno N3 del Barranco de Alfocea vista desde su cabecera. En la margen izquierda del barranco se observan fracturas por descompresión y derrumbes, mediante los que se amplía el valle.

Son tres los niveles de relleno que se han llegado a reconocer en el valle de este barranco, cuya evolución es en parte similar a la observada en otras vales y conos ya descritos, como el del barranco de la Virgen y el cono del Sisallar (Fig. 20). Por una parte, el nivel N3 aparece generalizado en todo el valle, muy bien conservado debido a la escasa longitud de la incisión y solamente en las proximidades de la localidad de Alfocea se observan dos niveles encajados (N2 y N1), llegando hasta el cono final el nivel N2, superpuesto a los restos de N3, como indicaremos más adelante (Fig. 26).

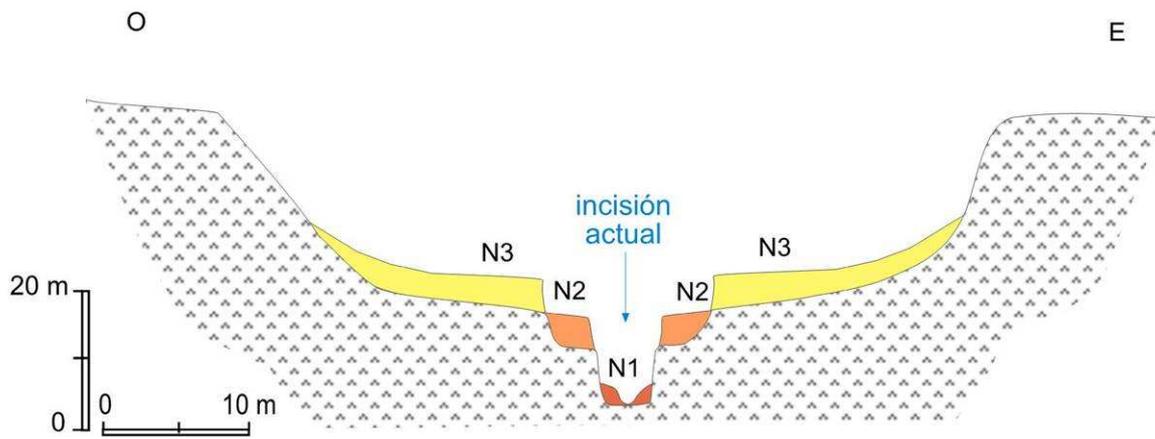
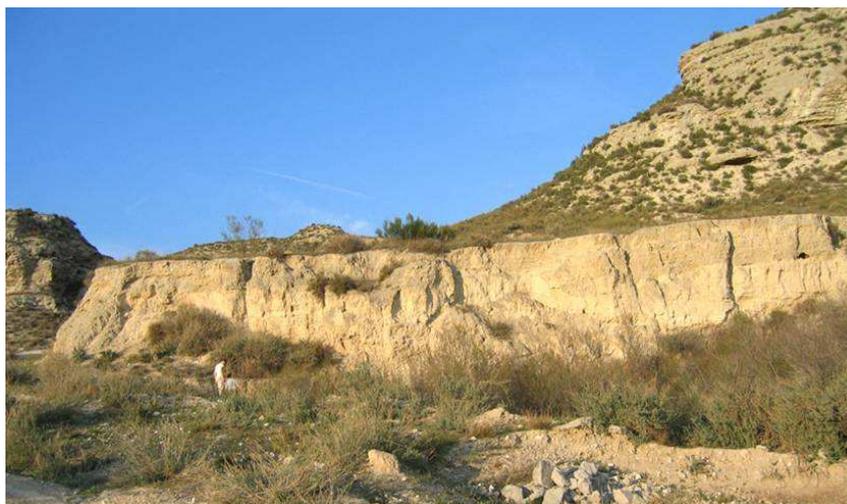


Fig. 27. Perfil transversal del barranco de Alfocea.

Las fases de relleno reconocidas en el valle se observan también en los restos de su cono aluvial (Fot. 57), que se extendía sobre la llanura de inundación del Ebro, quedando un pequeño retazo del mismo aislado en plena llanura aluvial a casi 1 km de la desembocadura actual (Fig. 25), que es fácil de identificar por su composición de gravas de yesos y limos yesíferos. Junto a los restos del castillo medieval y del cementerio del pueblo de Alfocea aparece un resto de este antiguo cono, en cuyo corte se pueden apreciar bien los diferentes niveles acumulativos, por lo que se aprovechó para realizar una descripción detallada de ellos con el objeto de obtener más información acerca de la evolución cuaternaria de este barranco –perfil **Alfocea 1**- (Fig. 28).



Fot. 57. Resto del cono del barranco de Alfocea en su sector más oriental, donde se ha realizado el perfil **Alfocea 1**.

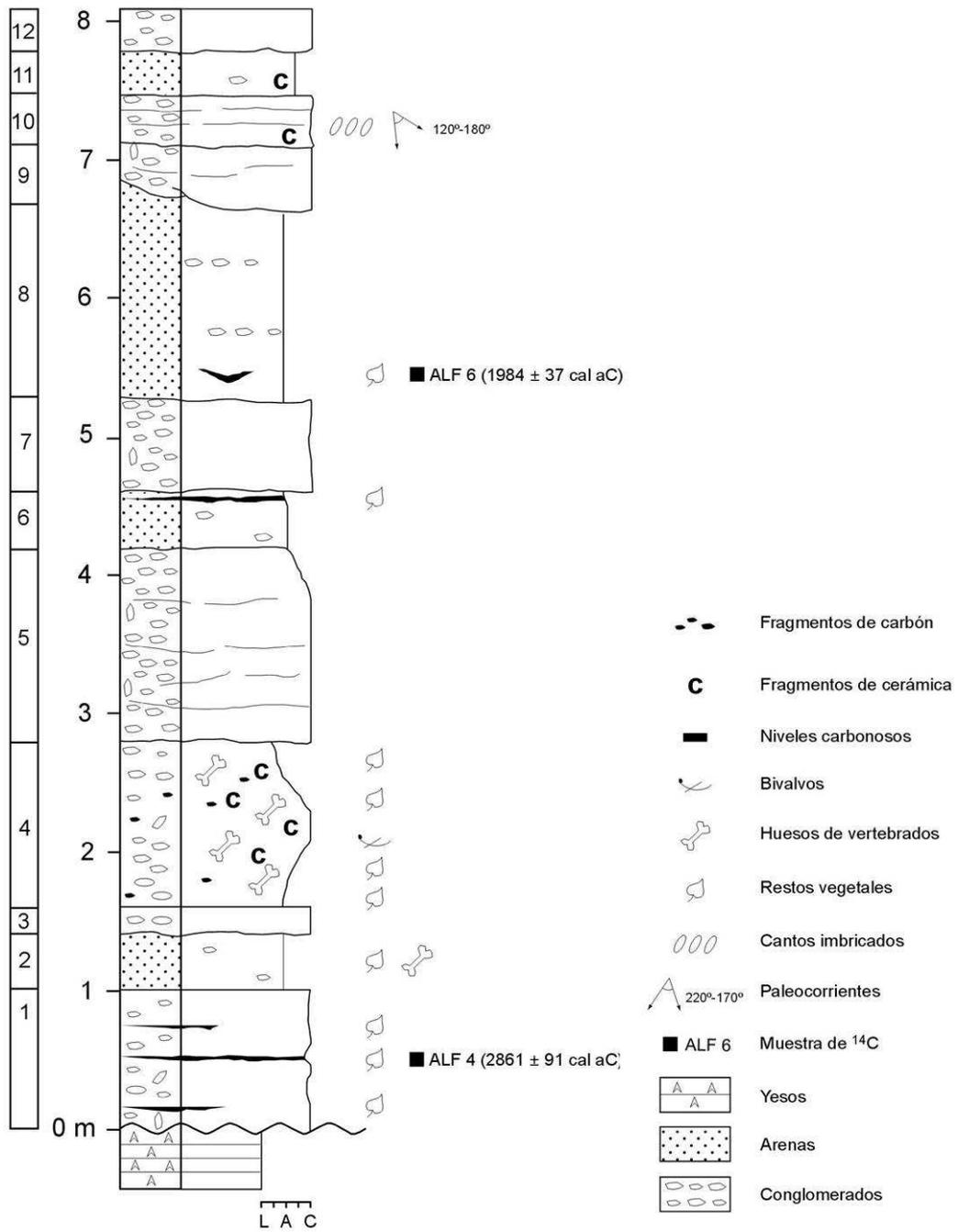


Fig. 28. Perfil Alfocea 1.

El yacente se compone de yesos laminados del Mioceno inferior.

El perfil se ha dividido en 12 tramos en función de sus características litológicas:

- **Tramo 1:** 1 m. Conglomerados ocre, heterométricos, con textura granosostenida. Los clastos son angulosos, de caliza (95%) y en menor proporción de yeso (5%), con matriz arenosa sin cementación. Se disponen en un conjunto de secuencias granodecrecientes con espesor decimétrico. Intercalan tres niveles carbonosos a 15, 55 y 75 cm de la base del tramo. El nivel central, de 10 cm de espesor, contiene una gran cantidad de carbón hacia la base, pasando a lutitas grises hacia el techo. Intercala clastos dispersos y en su interior se recogió la muestra ALF 4 (Fot. 58), cuya datación con C14 ha dado la fecha de 4270 ± 55 B.P. Su edad calibrada según la curva de Stuiver *et al.* (1998) es de 2861 ± 91 B.C. (Constante *et al.*, 2006 a, b), lo cual situaría este nivel en el Neolítico final-Calcolítico (en torno a los 5000 años) (Tabla 6).



Fot. 58. Lentejón de ceniza del tramo 1, donde se ha tomado la muestra ALF 4.

- **Tramo 2:** 40 cm. Arenas ocre de grano fino con una gran cantidad de clastos dispersos de sílex, yeso y caliza de hasta 10 cm. Se disponen en un nivel tabular en cuyo interior también se reconocen fragmentos de huesos y de carbón.
- **Tramo 3:** 20 cm. Conglomerados ocre, heterométricos, con textura granosostenida. Los clastos son angulosos, de caliza (95%) y en menor proporción de yeso (5%), con matriz arenosa y sin cementación. Se disponen en un nivel con geometría tabular.

- **Tramo 4:** 1,2 m. Limos ocreos con una gran cantidad de clastos dispersos de caliza, yeso, sílex y cuarcita (Fot. 59). También incluyen restos de cerámica, huesos, conchas de bivalvos y fragmentos de carbón. Todos estos elementos se disponen en pasadas de espesor centimétrico, concentradas principalmente en la parte central del tramo, disminuyendo especialmente hacia el techo del mismo.



Fot. 59. Tramo 4 del perfil, en el que aparecieron gran cantidad de restos óseos, cerámicas y sílex.

- **Tramo 5:** 1,4 m. Conglomerados ocreos, muy heterométricos, con textura granosostenida, aunque localmente deja de serlo. Los clastos son muy angulosos, de caliza (95%) y en menor proporción de yeso (5%), con matriz arenosa y limosa y carente de cementación. Se disponen en un nivel masivo, casi sin organización interna, con evolución vertical granodecreciente.
- **Tramo 6:** 40 cm. Arenas ocreas de grano fino-medio con una gran cantidad de clastos dispersos de hasta 10 cm. Se disponen en un nivel tabular con evolución vertical granodecreciente y con un nivel carbonoso hacia el techo del tramo.
- **Tramo 7:** 70 cm. Conglomerados ocreos, muy heterométricos, con textura granosostenida. Los clastos son muy angulosos, en la misma proporción litológica que en el tramo 5. La matriz es arenosa y limosa, sin cementación. Se disponen en un nivel masivo, casi sin organización interna, con evolución vertical granodecreciente.
- **Tramo 8:** 1,4 m. Limos ocreos de tonos claros, parcialmente cementados por yeso con gran cantidad de clastos dispersos de caliza (60%) y yeso (40%). El tramo está

organizado en secuencias granodecrecientes de espesor decimétrico. A 10 cm de la base del tramo aparece un paleocanal relleno de fragmentos de carbón y lutitas gris oscuro (muestra ALF 6), cuya edad calibrada es de 1984 ± 37 (Tabla 6).

- **Tramo 9:** 40 cm. Conglomerados ocre, heterométricos, con textura granosostenida. Los clastos son angulosos, de yeso (90%) y en menor proporción de caliza (10%). La matriz es arenosa y limosa, carente de cementación. Se disponen en un nivel lenticular con base canaliforme en cuyo interior se reconocen secuencias granodecrecientes grava-gravilla.
- **Tramo 10:** 40 cm. Conglomerados ocre, heterométricos, con textura granosostenida. Los clastos son angulosos, de yeso (50%) y caliza (50%) y carecen de matriz y de cementación. Se disponen en un nivel tabular en cuyo interior se reconocen secuencias granodecrecientes grava-gravilla y cantos imbricados.
- **Tramo 11:** 30 cm. Limos ocre, parcialmente cementados por yeso con gran cantidad de clastos dispersos de caliza (60%) y yeso (40%).
- **Tramo 12:** 30 cm. Conglomerados ocre, heterométricos, con textura granosostenida. Los clastos son de yeso, con matriz limosa y muy abundante, sin cementación. Se disponen en un nivel tabular. En este nivel se han localizado cerámicas y restos de ladrillos de Época Medieval, seguramente relacionados con la cercana ubicación del castillo de Alfocea.

La interpretación de este perfil indica que el ambiente sedimentario es de tipo fluvial y aluvial. Las características texturales de los tramos conglomeráticos, así como su organización secuencial y estructuras sedimentarias apuntan hacia ambientes fluviales, aunque de escasa entidad, especialmente los tramos 1, 3, 5, 9 y 10. Solamente el tramo 10 presenta características de transporte en condiciones de altos picos de caudal. La fábrica, desorganización y heterometría de los tramos arenosos y limosos indican que posiblemente se trata de aportes laterales y gravitacionales del barranco.

Tabla 6. Cronología de las muestras 14C tomadas en el cono de Alfocea.

Muestras	Referencia	Fechas B.P.	Fechas cal. a. C.	Etapa aprox.
ALF4	UZ-5309/ETH-31864	4270 ± 55	2861 ± 91	Neolítico final
ALF6	UZ-5648/ETH-36380	3610 ± 60	1984 ± 37	Bronce inicial

En conclusión, el cono del barranco de Alfocea es una acumulación compleja que está formada por una alternancia entre niveles de cono, en su sector marginal y de depósitos de ladera. Su dispositivo sedimentario es muy original en relación con el resto de los barrancos estudiados en el sector central del valle del Ebro, ya que los encajamientos observados en los rellenos del valle no se ven representados en el cono, sino que en este los diferentes niveles se superponen unos a otros, existiendo contactos erosivos entre ellos (Fig. 29). Mientras la parte inferior pertenece cronológicamente al sector medio del nivel N3, sin embargo el tramo 10, que corona la acumulación sería un cono del nivel N2.

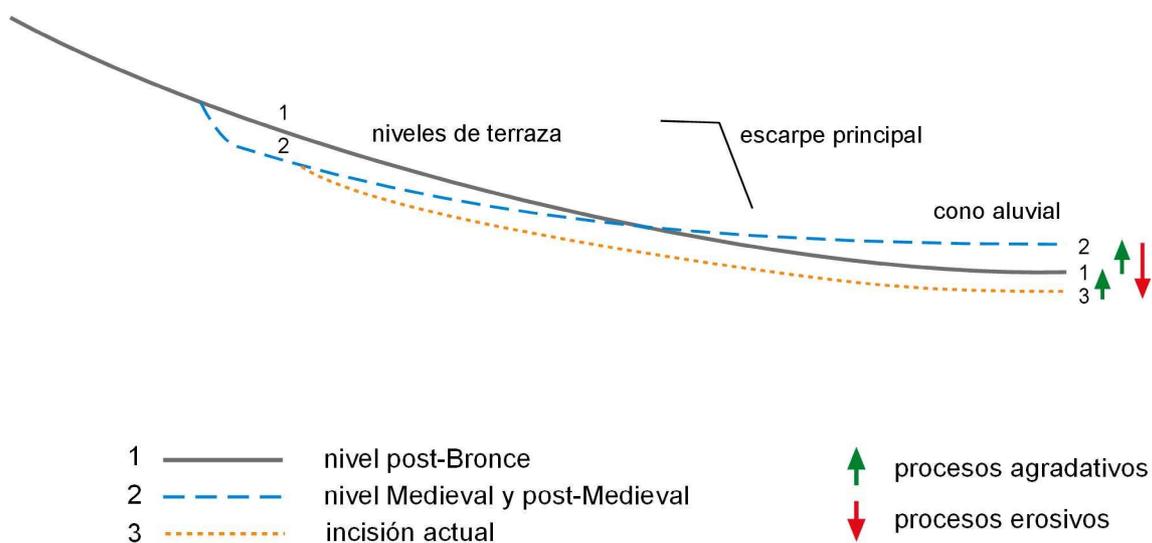


Fig. 29. Perfil longitudinal del barranco de Alfocea y de los diferentes niveles: post-Bronce, Medieval/post-Medieval e incisión actual, diferenciándose las etapas agradativas y erosivas.

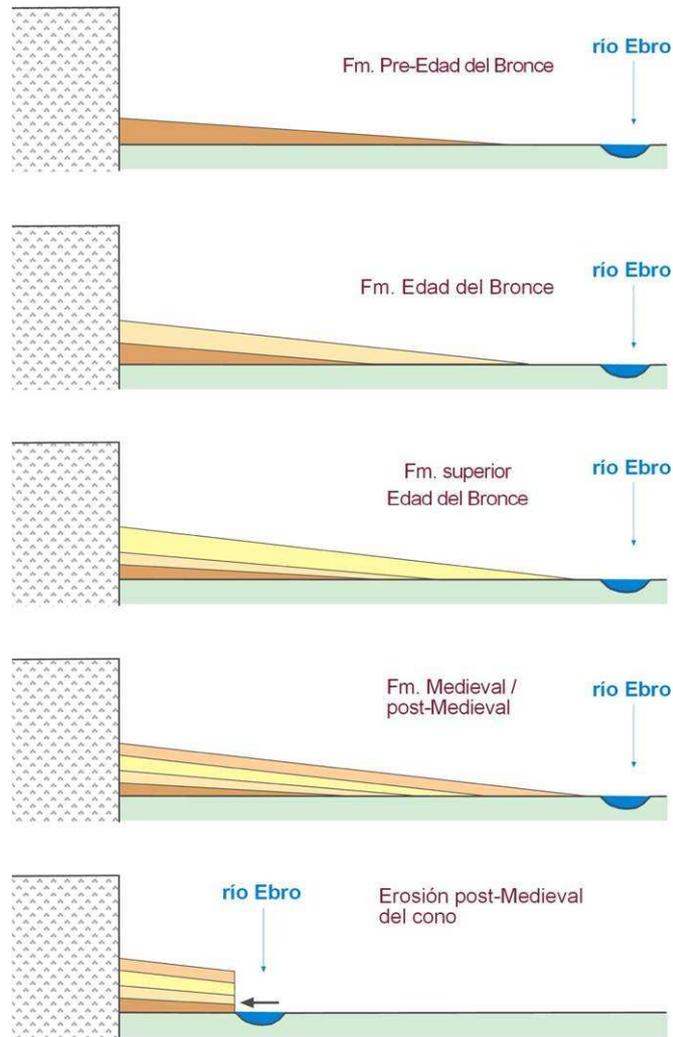


Fig. 30. Fases de acumulación superpuestas del cono del barranco de Alfoccea y erosión reciente de la parte frontal, por el avance lateral del Ebro.

La posible explicación para este original dispositivo tiene que estar relacionada con la posición relativa del río Ebro en su llanura aluvial (Fig. 30). Parece que en el caso del cono de Alfoccea el río ha permanecido alejado de la desembocadura del barranco desde antes de la Edad del Bronce y hasta Época Reciente, necesariamente posterior a la Etapa Medieval. De tal manera, que aunque en su curso medio presenta los típicos encajamientos, en forma de tres niveles aterrazados, sin embargo el cono aluvial se caracteriza por una

superposición de agradación continuada durante todo el periodo Holoceno superior hasta su incisión por erosión lateral (Fig. 30). Las diferentes unidades sedimentarias podemos conocerlas gracias a esta actividad erosiva lateral, que nos ha proporcionado el perfil descrito; en cualquier caso son muy pocos, como ya hemos indicado, los conos que permiten una buena observación de sus características constitutivas, habiendo desaparecido en la mayoría de los casos.

3.2.2.7. El barranco de Miranda

El último de los barrancos importantes del sector Alagón-Juslibol es el barranco de Miranda (punto 7 de la Fig. 12; Fig. 31), también con importantes acumulaciones holocenas que ya fueron objeto de un trabajo preliminar de Peña (1996).

Sigue una dirección NE-SO y cuenta con una cuenca de 9,8 km². Las altitudes máximas se encuentran en la Loma de las Canteras y en el Cabezo Blanco, con 571 y 498 m.s.n.m. respectivamente, mientras que la altitud mínima se localiza en su desembocadura en el meandro abandonado *-galacho-* de Juslibol, a 200 m.s.n.m. La longitud máxima del cauce principal es de tan sólo 3,7 km, una de las menores de las estudiadas en el presente trabajo, con una pendiente del 4,9 %, la mayor de todos los barrancos estudiados (Tabla 3).

Su tramo bajo, de elevada pendiente -4,9 %-, muestra en consecuencia una profunda incisión prácticamente lineal por lo que sus márgenes son muy abruptas y su talweg estrecho. En la actualidad, el barranco se ha incidido sobrepasando todo el relleno y cortando los yesos miocenos infrayacentes.

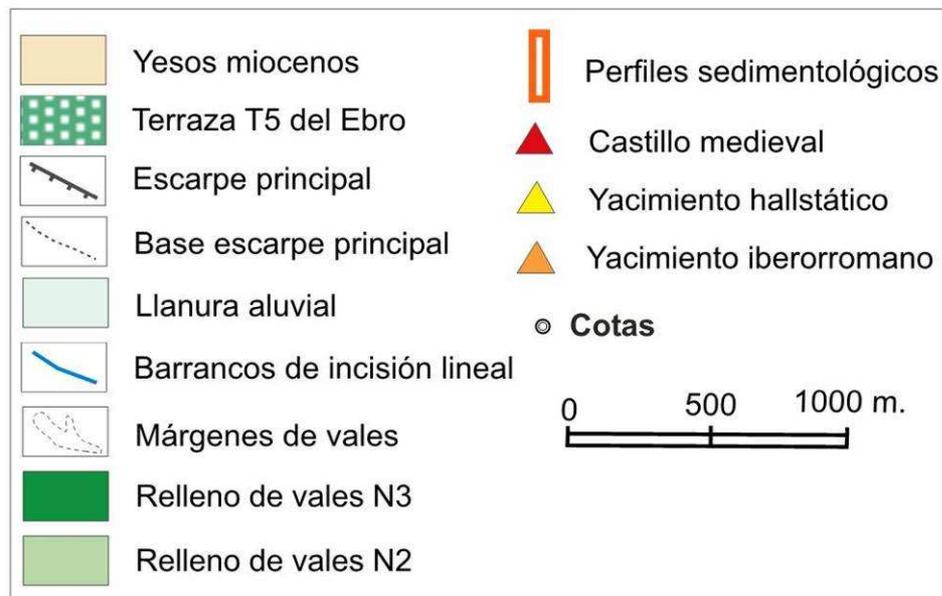
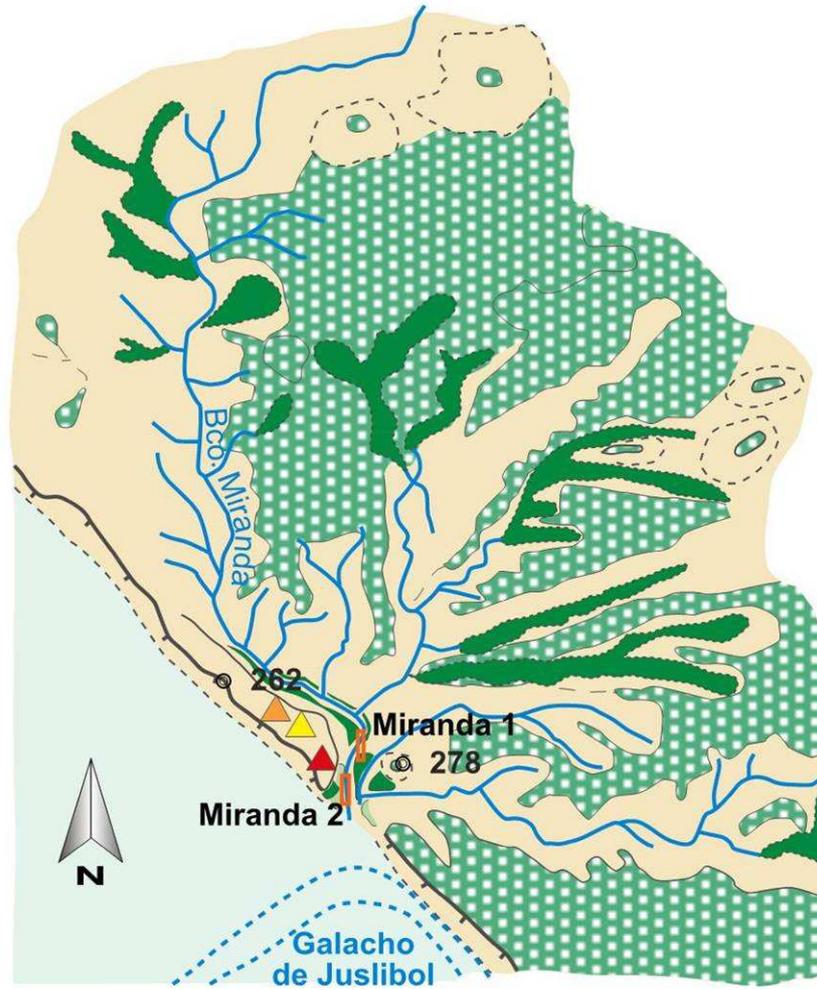


Fig. 31. Mapa geomorfológico detallado del curso bajo del barranco de Miranda.

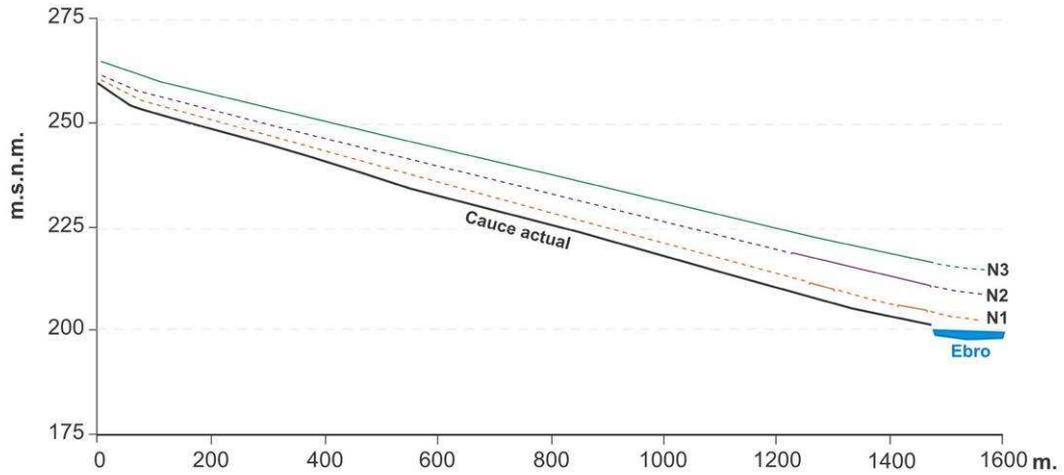


Fig. 32. Perfil longitudinal del barranco de Miranda y de sus niveles holocenos.



Fot. 60. Desembocadura del barranco de Miranda en el galacho de Juslibol, castillo y yacimiento iberorromano. (Imagen Google Earth).

Es de gran importancia en este torrente que en su tramo más bajo cambie de dirección para colocarse en posición O-E durante un corto recorrido, para luego volver de nuevo a su dirección N-S. Este tramo intermedio es paralelo al

escarpe principal (Fot. 60) y deja un estrecho espolón, que ha sido usado desde antiguo para su ocupación, dada la facilidad de defensa. Está documentada la ocupación en la Edad del Hierro, en el s. V a. C, así como la existencia de un extenso yacimiento iberorromano que perduró hasta el siglo I d. C., ocupando una extensión de 6000 m² (Fatás, 1972 a, b). Además se encuentran las ruinas del Castillo medieval de Miranda, cuya ocupación se documenta desde el s. XII hasta finales del s. XVI (Fot. 61 y 62).



Fot. 61. Yacimiento romano del cerro de Miranda



Fot. 62. Castillo Medieval de Miranda.

Por otra parte, a diferencia de otras vales, la existencia de este tramo de disposición paralela al río permite la presencia de orientaciones Norte y Sur de las laderas, con efectos muy contrastados, como es característico de la zona templada en función de la diferente insolación, lo cual repercute, como veremos, en la formación de microladeras regularizadas en posición de umbría.

Se han establecido dos etapas acumulativas, identificadas en los depósitos escalonados que aparecen en una o ambas márgenes, si bien puntualmente se reconoce una tercera fase de relleno. El mejor desarrollo de estos niveles se produce justamente en el tramo indicado como paralelo al escarpe principal, ya que la incisión apenas progresa aguas arriba y, por el contrario, a partir del Castillo de Miranda la incisión es tan profunda que atraviesa varios metros los yesos del sustrato antes de salir al galacho de Juslibol (Fot. 63). El modelo

evolutivo respondería al esquematizado en la Fig. 33, con un encajamiento continuado de los diferentes niveles (Fig. 34 y 35), sin superposiciones como las señaladas en el barranco de la Virgen.

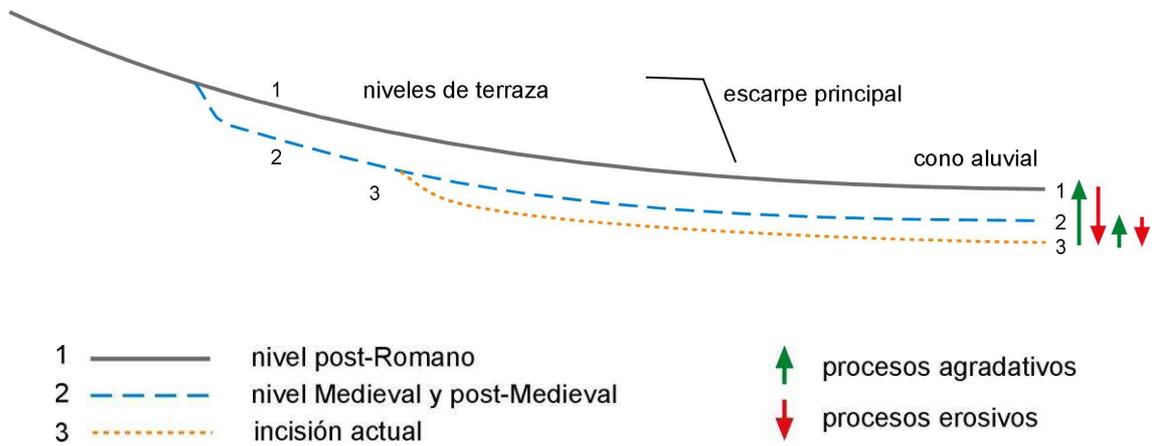


Fig. 33. Perfil longitudinal del barranco de Miranda y de los diferentes niveles: post-Romano, Medieval/post-Medieval e incisión actual, diferenciándose las etapas agradativas y erosivas.

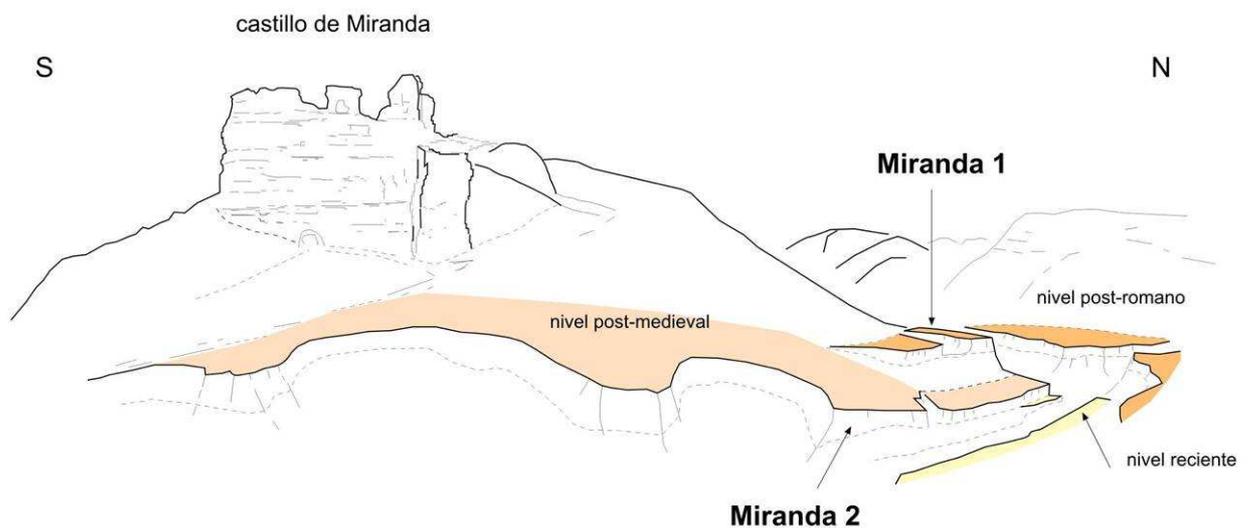


Fig. 34. Esquema general del curso bajo del barranco de Miranda, con los niveles diferenciados y la ubicación de los perfiles (Peña, 1996 reelab.).

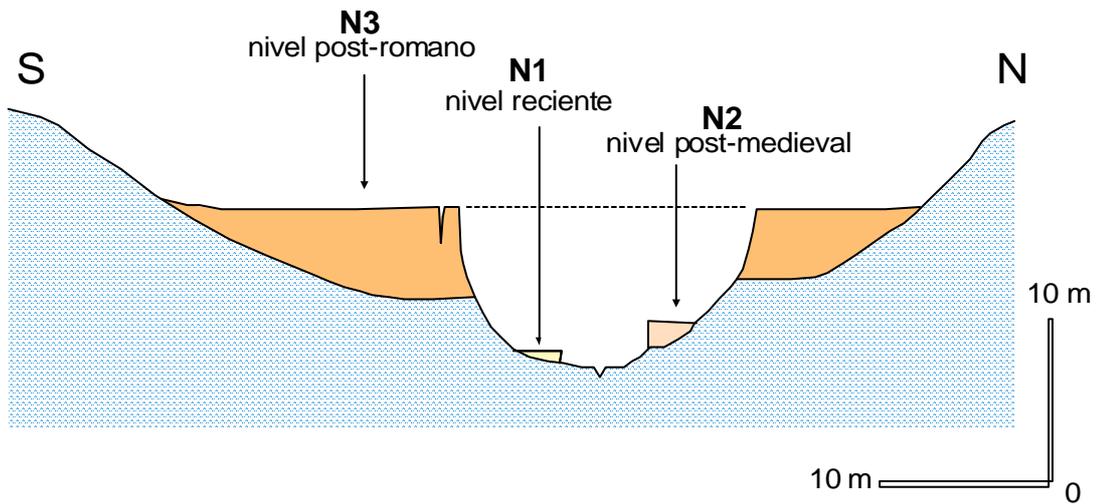


Fig. 35. Niveles de relleno del Barranco de Miranda.



Fot. 63. Barranco de Miranda en su desembocadura en el galacho de Juslibol.

El nivel **N3** es el más extenso, al igual que hemos señalado en los valles anteriormente descritos. Forma todo el fondo plano de la parte alta y media de la cuenca y se extiende por ambas márgenes en el curso bajo. Apenas hay cortes limpios para ser descritos, excepto el que ya analiza Peña (1996) en su trabajo sobre este sector del valle, de manera que vamos a reelaborar este mismo perfil, situado justamente al pie del yacimiento arqueológico existente en el espolón que lo separa del río Ebro (Fig. 36).

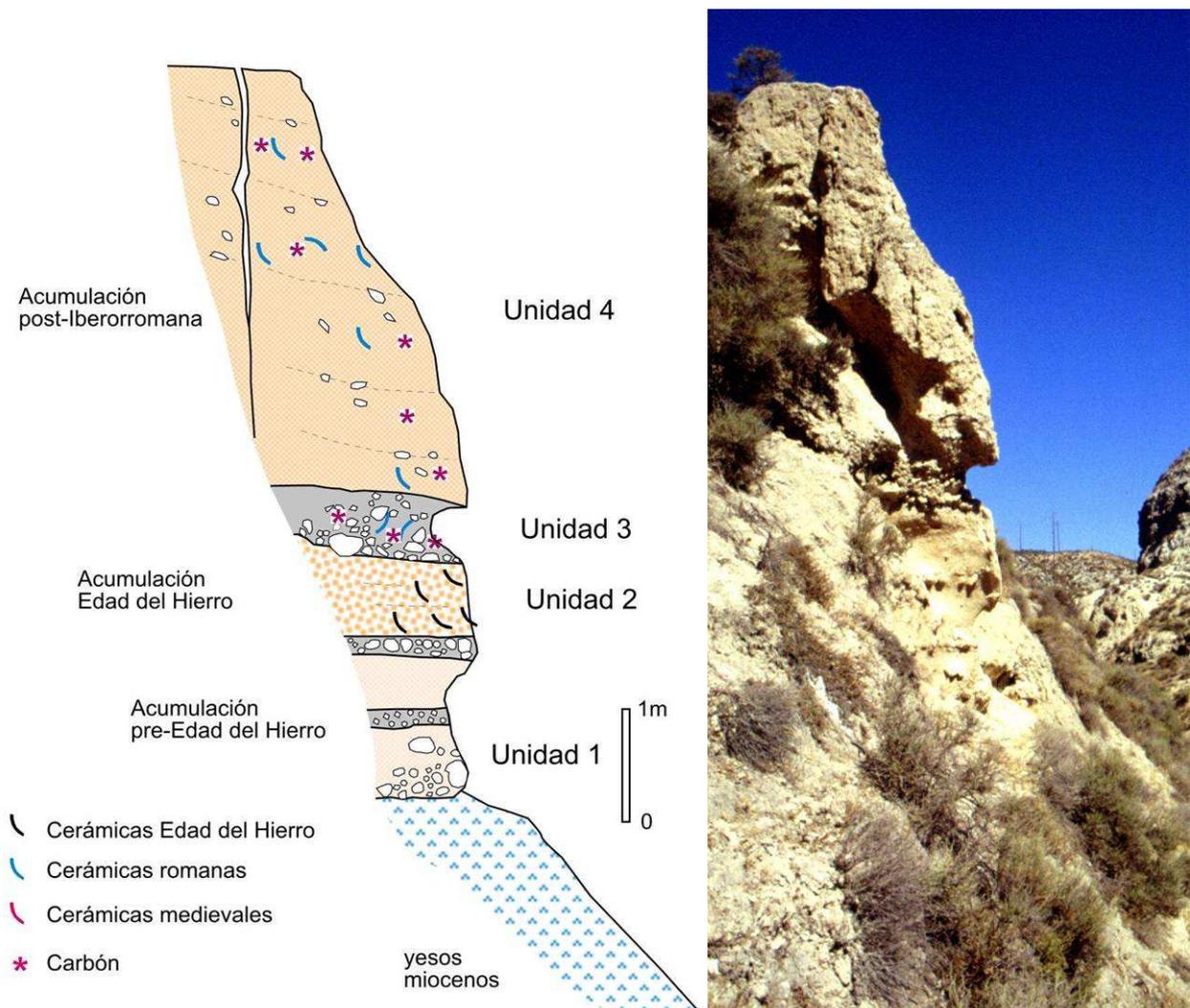


Fig. 36. Perfil **Miranda 1** del nivel N3 del barranco de Miranda (Peña, 1996 reelab.).

La **unidad 1** se apoya sobre los yesos miocenos y se inicia con una acumulación de 1,15 m de gravas de calizas y yesos con intercalación de nivelillos de limos yesíferos, sin restos arqueológicos.

La **unidad 2** se compone de 0,85 m gravillas y materiales finos, conteniendo una gran abundancia de cerámicas de la Edad del Hierro (hallstáticas, s. V a. C.), según Fatás (1972 b), por lo que su formación comenzó contemporáneamente o con cierta posterioridad a esas fechas y con anterioridad a Época Ibérica.

La **unidad 3** corresponde a un nivel poco resistente de 0,5-0,6 m, formado por limos y algunas gravas sueltas, pero sobre todo conteniendo cerámicas tanto de la Edad del Hierro como de Época Iberorromana (Fot. 64 y 65), así como fragmentos de huesos, lo que significa que el sedimento aportado al relleno del fondo se produjo durante o con posterioridad a la ocupación del yacimiento existente en la zona alta, cuya cronología finaliza en el siglo I d. C. (Fatás, 1972 a).

Finalmente, la **unidad 4** del perfil se compone de 3,5 m de sedimentos y tiene una textura muy diferente a las unidades anteriores. Son materiales limosos con cantos dispersos, principalmente gravas rodadas del Ebro y yesos, conteniendo también la misma mezcla de cerámicas, por lo que tendría una edad similar a la unidad 3; este sedimento culminante presenta una cierta pendiente transversal al curso del barranco ya que se trata de aportes principalmente de ladera.



Fot. 64. Cerámica de la Edad del Hierro, de la Unidad 2.



Fot. 65. Cerámica ibérica de la unidad 3.

El yacimiento del que procede la cerámica ha sido de una gran importancia en los estudios arqueológicos de la Depresión del Ebro. Por una parte, debido a la discusión sobre la posibilidad de que la ciudad ibérica de Salduie estuviera situada en este lugar (Fatás y Beltrán, 1997), pero también porque en ella se realizó la primera datación ¹⁴C de la Depresión del Ebro. Sin embargo, hay

que tener en cuenta que las muestras para dicha datación fueron tomadas justamente en la unidad 4 del perfil **Miranda 1**, por lo que se planteó un problema de asignación de fechas para las cerámicas del nivel que no eran las adecuadas (nivel g del corte III de Fatás, 1972 a).

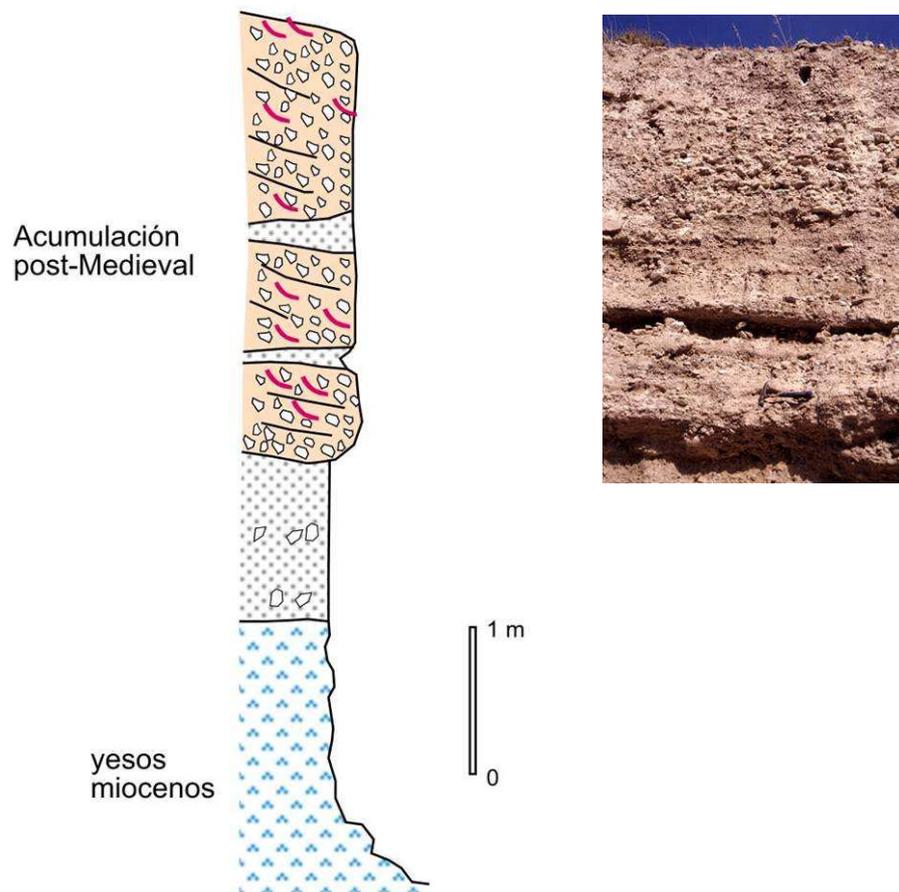


Fig. 37. Perfil **Miranda 2** del nivel N2 (Peña, 1996 reelab.) y fotografía de detalle de los niveles medievales.

El nivel **N2** se localiza confinado entre los márgenes de la incisión del N3, salvo cuando éste ha sido ya erosionado. En el curso bajo del barranco de Miranda, el nivel N2 aparece de manera discontinua debido a los procesos de incisión actuales, pero llega hasta el propio escarpe y queda colgado a 8-10 m sobre el galacho. Su potencia oscila entre 0,5 y 3,5 m, alcanzando los máximos

espesores en el pie del Castillo de Miranda, en donde podemos considerarlo básicamente una acumulación de ladera; sin embargo, aguas arriba del castillo se reduce a estrechas banquetas discontinuas. En el perfil **Miranda 2** (Fig. 37) pueden observarse las características del depósito del nivel N2 aunque en este caso con abundante material de ladera. Presenta 4,15 m de espesor sobre un sustrato de 2 m de yesos. La base del depósito, de 1,10 m, es más limosa, con algunos cantos rodados de yeso y estratificación horizontal. Por encima, hay unos 3 m de depósito de ladera y de fondo de valle, conteniendo cantos y bloques de yeso, gravas rodadas del Ebro, así como abundantes fragmentos de ladrillos, tejas, y otras cerámicas de Época Medieval. Algunos lentejones finos interrumpen la acumulación pero en conjunto componen un sedimento grosero y compacto, que queda en resalte formando una ligera visera. Aguas arriba se observan perfiles de espesor semejante aunque con menos densidad de material arqueológico, también de Época Medieval.

El nivel **N1** no existe en todo el fondo de la val, sino solamente en el sector bajo, seguramente porque en este tramo paralelo al Ebro la pendiente disminuye permitiendo la conservación de esta acumulación. De todas formas, dada la importancia de la incisión, este nivel que fue descrito por Peña (1996) actualmente tiene un carácter muy residual debido a la erosión (Fot. 66).



Fot. 66. Incisión del barranco de Miranda en el nivel N1, alcanzando hasta los yesos miocenos. En un segundo plano se observa el nivel N2.

3.1.2. El sector de La Puebla de Alfindén-Osera

Tras el sector ocupado por terrazas fluviales y el lecho de inundación del río Gállego, a partir de La Puebla de Alfindén se reanuda el modelado en escarpe de yesos, aunque sus características varían notablemente debido al alejamiento del río Ebro hasta llegar a la zona de Osera, donde el río vuelve a acercarse al pie de este relieve. En total, en este sector analizaremos unos 16 km de longitud, en el que varios barrancos atraviesan el escarpe y presentan acumulaciones de relleno de valle y conos aluviales.

Gutiérrez *et al.* (1993, 1994) estudiaron los factores y procesos que intervienen en el desarrollo de los movimientos de ladera del escarpe de yesos de La Puebla de Alfindén-Osera. La presencia de margas y arcillas infrayacentes, así como las grietas de descompresión lateral han favorecido el desarrollo de esos procesos.

Si bien el río no discurre en la actualidad pegado al pie del escarpe en este tramo, en el pasado desempeñó un papel esencial en el desencadenamiento de los deslizamientos de ladera, a causa de la humectación y socavación basal del sustrato margo-arcilloso. Por otra parte, los fenómenos de subsidencia kárstica que se registran con bastante frecuencia en el sustrato yesífero, dan lugar a colapsos que afectan a los depósitos aluviales y condicionan la estabilidad del relieve de yesos.

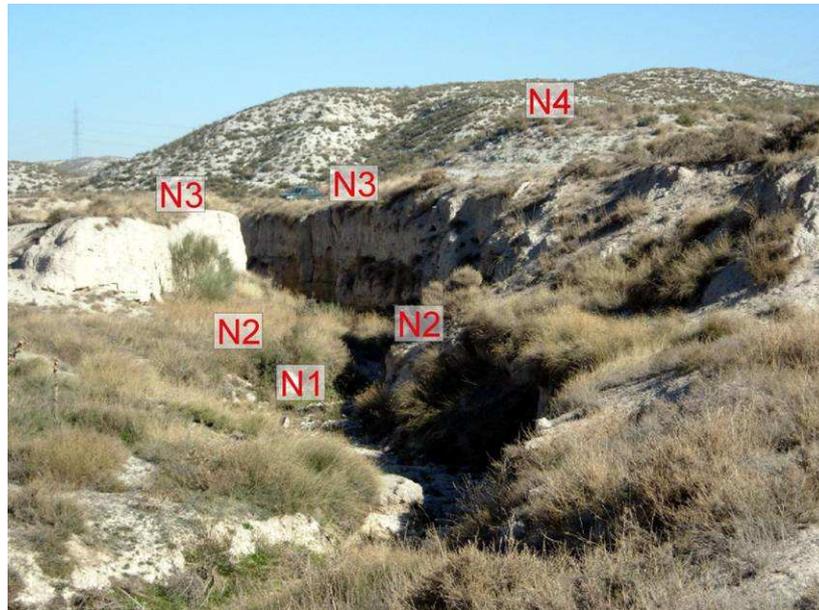
Del mismo modo que sucede en el sector de Alagón-Juslibol, se conservan en la parte superior del escarpe restos de glaciares cuaternarios que dan lugar a lomas que constituyen las formas de relieve más elevadas de la zona. Asimismo, al su pie se desarrollan conos aluviales de los barrancos que se han incidido en el escarpe principal hasta alcanzar el nivel de base local, que en este sector han sido principalmente los barrancos de las Casas, de Alfajarín, de Nuez, de Villafranca, del Arenal, del Portazgo y la val de Osera.

3.1.2.1. El barranco de las Casas

En este sector se encuentra el primero de los cursos fluviales de la red secundaria con capacidad suficiente para regularizar su perfil longitudinal y alcanzar el nivel de base local. Se trata del barranco de las Casas (punto 8 de la Fig. 12), que atraviesa la localidad de La Puebla de Alfindén en dirección al río Ebro.

Su cuenca, respecto a las demás estudiadas en este trabajo, se puede considerar de tamaño medio, con una extensión de 18,6 km². La altitud máxima de la cuenca es de 434 m.s.n.m., y la mínima, en su desembocadura, es 190 m.s.n.m. El cauce alcanza los 10 km de longitud, con una pendiente del 2,3 % (Tabla 3). La cuenca de recepción se instala sobre los yesos miocenos de la *Fm. Zaragoza*, si bien se conservan algunos pequeños cerros formados por glaciares cuaternarios que han sido prácticamente desmantelados por la intrincada red fluvial secundaria (Fig. 38).

En este barranco ha sido posible identificar cuatro niveles de relleno: N1, N2, N3 y N4 (Fot. 67 y Fig. 38, 39 y 40), los tres primeros holocenos y el cuarto, con una composición sedimentológica muy diferente, probablemente Pleistoceno superior u Holoceno inferior.



Fot. 67. Sector del cauce en el que aparecen bien representados los cuatro niveles de relleno.

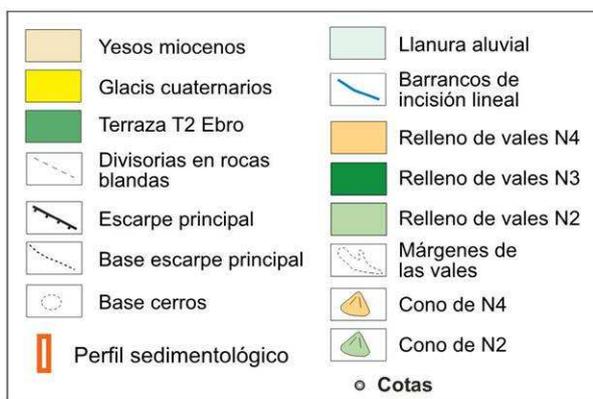
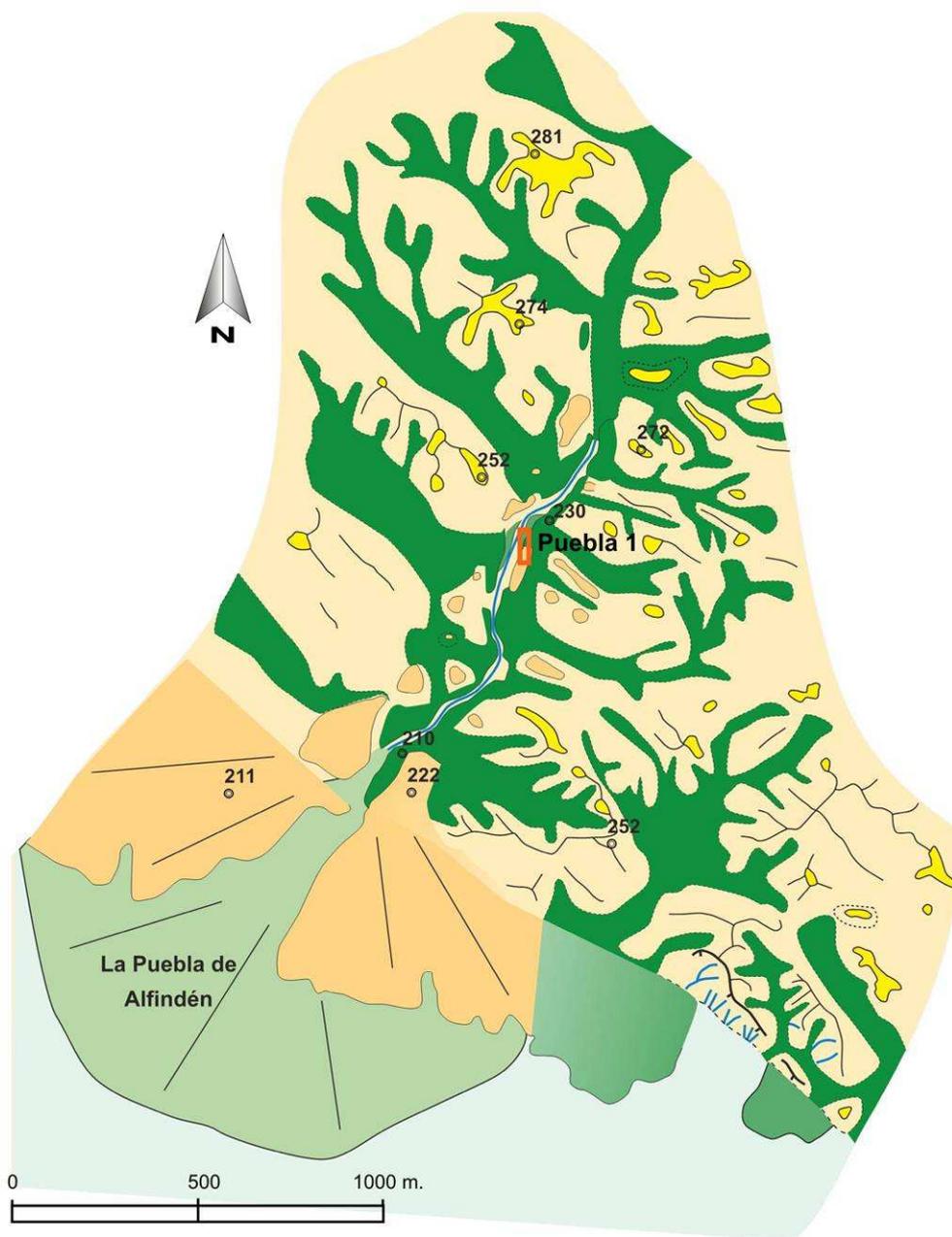


Fig. 38. Mapa geomorfológico detallado del barranco de las Casas.

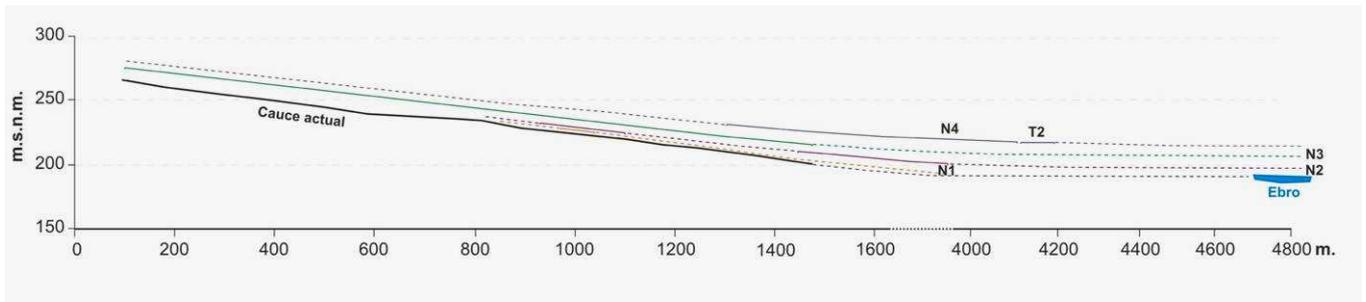


Fig. 39. Perfil longitudinal del barranco de las Casas y de sus niveles holocenos.

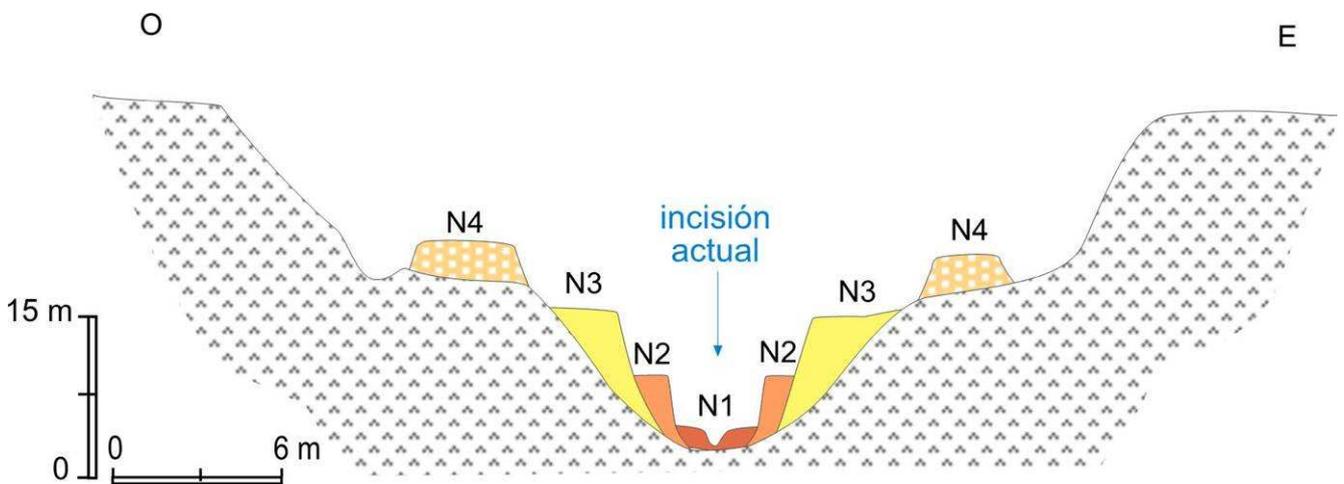
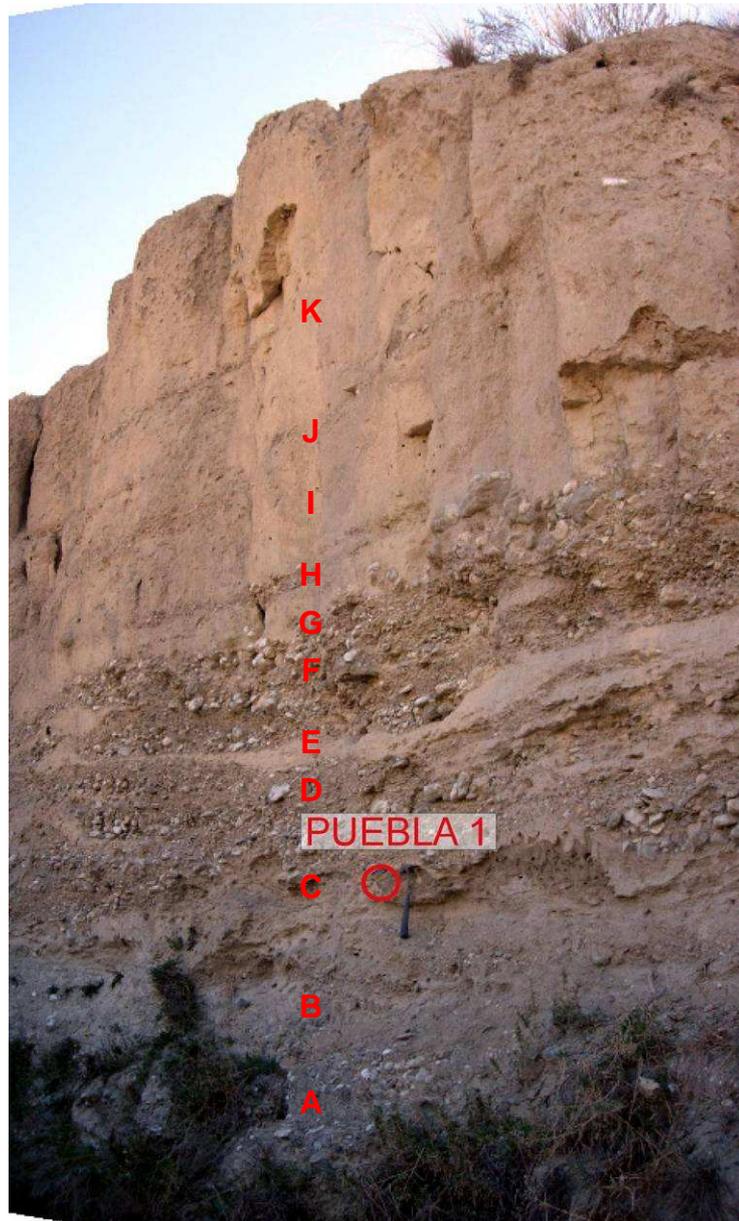


Fig. 40. Perfil transversal del barranco de las Casas.

En el tramo medio del barranco se ha elaborado un perfil –**Puebla 1**– aprovechando la profunda incisión del curso en el nivel general de relleno, cuya descripción se muestra a continuación. En este punto del **N3** se han identificado nivelillos orgánicos de bastante continuidad en el sentido longitudinal del barranco, de los que se han tomado muestras –PUEBLA 1– para realizar dataciones con ^{14}C .



Fot. 68. Corte del nivel N3 en el que se ha realizado la descripción detallada y se ha tomado la muestra PUEBLA 1.

El perfil de unos 5,5 m de muro a techo, se compone de los siguientes tramos:

- A. 100 cm de gravas desordenadas, básicamente fragmentos grandes de yeso.
- B. 15 cm de gravillas.

- C. 17-25 cm (el nivel se va estrechando aguas arriba) de arenas con estratificaciones cruzadas de bajo ángulo con *climbing ripples*, donde se tomó la muestra PUEBLA 1 (Fot. 69).
- D. 40 cm de gravas y gravillas con base erosiva.
- E. 15 cm aprox. Nivel canalizado de limos.
- F. 60 cm de gravas de yeso con algunas calizas oscuras.
- G. 20 cm de limos yesíferos.
- H. 50 cm. Lentejón de gravas y gravillas.
- I. 110 cm de limos, con un lentejón de gravillas intercalado.
- J. 12 cm aprox. de gravillas de yesos.
- K. 110 cm de limos con algunos cantos dispersos de pequeño calibre.



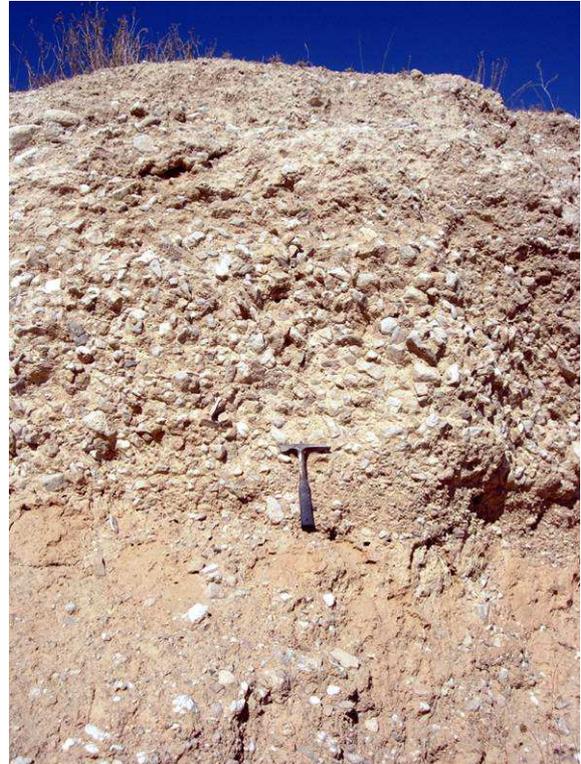
Fot. 69. Situación de la muestra de carbón PUEBLA 1 y detalle de los carbones.

El nivel **N2**, que es de tipo acumulativo y aparece puntualmente en el tramo medio del curso fluvial, allí donde éste ensancha su cauce y está compuesto principalmente por gravas y gravillas de yesos. Por su parte, el nivel **N1** ocupa de manera ocasional el fondo del lecho, ya que el barranco se incide en su cauce en prácticamente toda su longitud alcanzando los yesos miocenos, que como ya se ha visto en otros barrancos, presentan una base topográfica muy irregular. La presencia de niveles de yesos más resistentes en el fondo de la incisión da lugar a saltos de agua que generan la sobreexcavación del cauce

aguas abajo de ellos (Fot. 70), ya que el agua erosiona con más fuerza su lecho en ese punto, dando lugar a continuación a la deposición en forma de barras del material extraído.



Fot. 70. Sobreexcavación en el cauce del barranco.



Fot. 71. Corte del nivel N4, compuesto por cantos angulosos de calizas.

Aprovechando el corte realizado en una gravera próxima al lugar donde se tomó la muestra PUEBLA 1 y donde se elaboró el perfil sedimentológico homónimo, se logró identificar sobre el sustrato yesífero, el que parece ser el **nivel N4**, compuesto por gravas angulosas calcáreas ligeramente redondeadas, con algún nivel potente de arenas finas (Fot. 71). La abundancia de calizas indica un claro origen desde las plataformas calizas miocenas o desde los restos de glaciares cuaternarios, que contienen estas litologías en grandes cantidades. El nivel N4 descansa sobre la terraza T2 del Ebro (Mensua *et al.*, 1977), que en esta zona presenta un dispositivo sedimentario de canales meandriformes (Fot. 72).



Fot. 72. Terraza T2 del río Ebro fosilizada por el cono N4 del barranco de las Casas.

3.1.2.2. Los barrancos entre La Puebla de Alfindén y Nuez de Ebro

Hemos agrupado un conjunto de barrancos (punto 9 de la Fig. 12), algunos con cuencas relativamente amplias y conos aluviales individualizados, como el de Alfajarín y la val del Olmo, junto con otros menores y prácticamente sin acumulaciones holocenas. El más importante es el de Alfajarín, con una cuenca de 8,5 km².

El nivel principal N3 está presente a lo largo de los barrancos de Alfajarín (Fot. 73) y del Olmo, aunque en ninguno de los dos casos hay buenos cortes para observar su composición y características, en muchos casos debido a la presencia de vertidos que recubren los escarpes, especialmente en el de Alfajarín.



Fot. 73. Nivel N3 del barranco de Alfajarín, observándose la presencia de capas arenosas de gran espesor.

Los conos formados por ambos barrancos se extienden sobre la llanura aluvial, quedando colgados, en el caso de la val del Olmo, unos 8 m sobre el cauce.



Fot. 74. Corte de la parte distal del cono de la val del Olmo.

En el cono de esta última val ha sido posible la observación de varios cortes, que muestran un predominio de los materiales finos, abundancia de arenas con estratificación cruzada y canales entrelazados, así como un nivel de gravas en la parte superior (Fot. 74). Ni en el cono de Alfajarín ni en el de la val del Olmo se llega a observar los depósitos de la terraza fluvial del río Ebro, quedando colgado el nivel sobre el cauce de la T1 de dicho río.

3.1.2.3. La val de Nuez

Continuando por el escarpe principal en dirección sureste se encuentra la val de Nuez (punto 10 de la Fig. 12), sobre cuyo amplio cono aluvial se ubica la localidad de Nuez de Ebro. La cuenca de este barranco alcanza los 33,4 km² de extensión, con una altitud máxima de 478 m.s.n.m. El cauce principal tiene 3,3 km de longitud y una pendiente del 2,7 % (Tabla 3).

La cuenca de recepción se extiende sobre los yesos miocenos y los glaciares cuaternarios, estos últimos muy degradados por la intensa erosión a la que se ven sometidos y conservados ocasionalmente, como ya se ha dicho, en forma de estrechos cerros. El trazado del barranco es muy sinuoso en su curso bajo, comparado con el resto de la red fluvial del área de estudio (Fig. 41).

Tanto la val principal como sus afluentes, la más importante de las cuales es el barranco de la Balsa salada, conservan sin rupturas internas la superficie de relleno **N3** hasta llegar a la incisión, que está retrocediendo por erosión regresiva y acción del *piping* (Fig. 43).

El agua que discurre por debajo de los limos yesíferos da lugar a una zona pantanosa ocupada por carrizos a lo largo de una buena parte del curso bajo, sin que se observen restos de niveles inferiores N2 y N1, posiblemente no conservados debido a la estrechez que presenta el barranco en su tramo final, donde incide profundamente alcanzando los yesos del sustrato (Fig. 42 y 43).

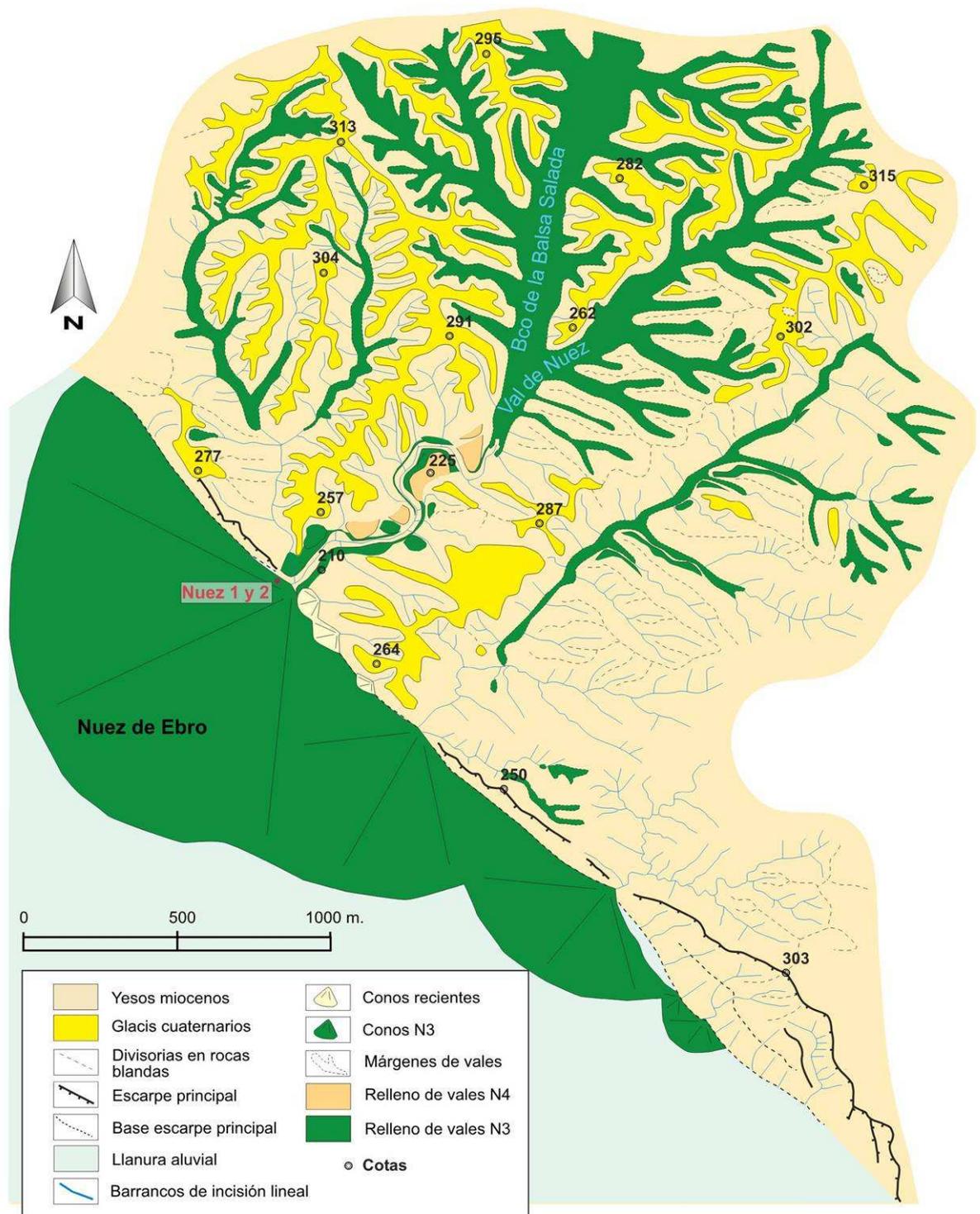


Fig. 41. Mapa geomorfológico detallado de la val de Nuez.

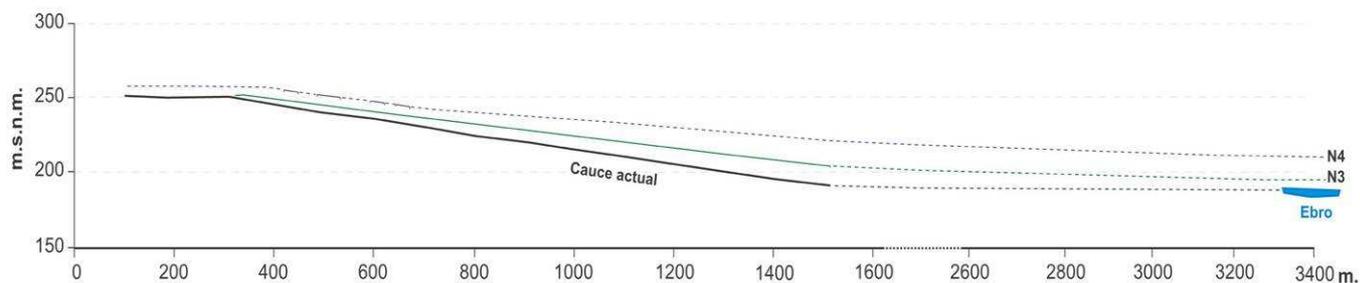


Fig. 42. Perfil longitudinal de la val de Nuez y de sus niveles holocenos.

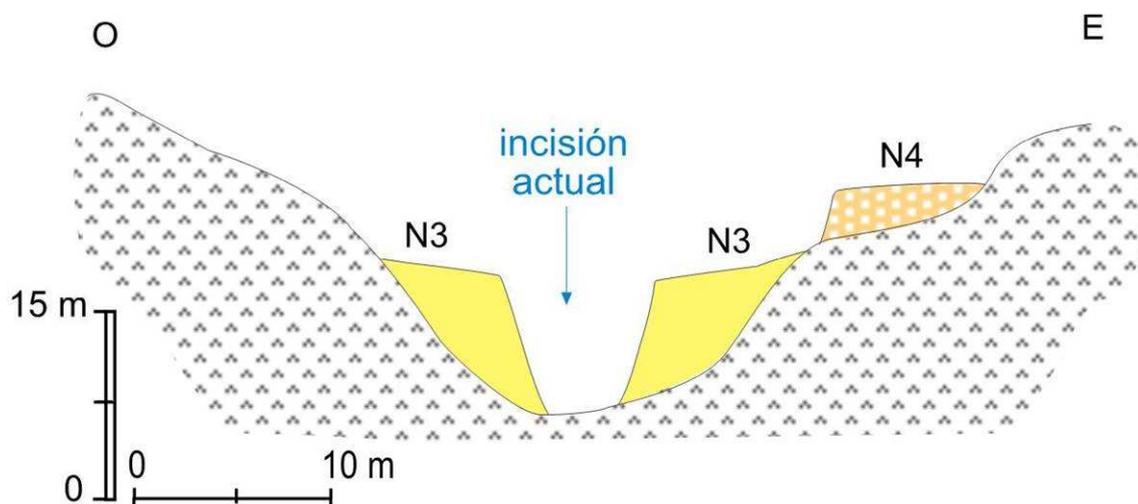


Fig. 43. Perfil transversal de la val de Nuez.

Aún así las paredes abruptas del nivel N3 conservan en algunos lugares restos de laderas de escaso espesor, similares a las descritas en el barranco de Miranda, que nos marcan perfiles con nivel de base a dos alturas diferentes que podrían corresponderse con los niveles N2 y N1, actualmente desaparecidos.

El barranco no penetra en el cono siguiendo su trazado original sino que está desviado lateralmente en la zona del ápice, en donde es posible observar las características que presenta el depósito. Este nivel principal se prolonga por el cono de deyección, que se extiende hasta la llanura aluvial del río Ebro, que en este lugar discurre muy separado del escarpe.

Cerca de la cabecera de la incisión, en un retazo aislado del nivel N3 de unos 7,5 m de espesor, se tomó una muestra de material turboso –Nuez 1- (Fot. 75), aproximadamente a mitad del perfil, dando una edad calibrada de 3914 ± 70 a.C., es decir, correspondiendo en relación con la división cronológica arqueológica, con el Calcolítico final (Tabla 7).



Fot. 75. Situación de la muestra Nuez 1 –izq.- y detalle de la misma –dcha.-.

En el ápice del cono se ha analizado otro perfil más completo (Fot. 76), con un espesor de 6 m, compuesto como en los barrancos vecinos, de canales de gravas y limos, laminaciones cruzadas y estructuras fluviales. Presenta intercalaciones de nivelillos de materia orgánica, en los que se tomaron muestras para datación ^{14}C . Una de las muestras –Nuez 2- no pudo datarse debido al exceso de contaminación por raíces e insectos, por lo que se recogió una segunda muestra –Nuez 3- (Fot. 76) que ha dado una fecha calibrada de 3446 ± 49 a.C. (Tabla 7), que

correspondería a la Edad del Bronce antiguo. Esta muestra se sitúa a 2 m de altura respecto al fondo actual, existiendo otra datación realizada por Arauzo y Gutiérrez (1994) de 9865 ± 85 B.P. en la parte basal de otro punto, cuya situación exacta desconocemos, de la zona apical del cono.



Fot. 76. Ubicación en el corte de la muestra Nuez 3 –izq.- y detalle del nivel orgánico donde se tomó dicha muestra –dcha.-.

Tabla 7. Cronología de las muestras tomadas en las acumulaciones de la val de Nuez.

Muestras	Referencias	Fechas B.P.	Fechas cal. a.C	Etapa cultural
NUEZ 1	UZ-5575/ETH-34925	5140 ± 60	3914 ± 70	Calcolítico final
NUEZ 3	UZ-5576/ETH-35382	4675 ± 60	3446 ± 49	Bronce

En definitiva, si nos atenemos a las tres dataciones existentes, el relleno N3 comenzaría a formarse hace más de 9000 años y se prolongaría durante el Calcolítico y la Edad del Bronce, sin que sepamos fechas de la parte alta del depósito, ya que las cerámicas localizadas, de Época Medieval, sólo aparecen superficialmente.

Por otra parte, este barranco conserva retazos del **nivel N4** en varios puntos de su recorrido del curso bajo, en el interior de lóbulos de meandros encajados. Este nivel presenta una mayor abundancia de materiales calcáreos y no genera morfologías abruptas, sino escarpes convexos, ya que son depósitos residuales, muy afectados por la erosión. Carecemos de datos cronológicos pero si nos atenemos a las edades mencionadas seguramente pertenece ya al Pleistoceno final-Holoceno inicial.

3.1.2.4. El barranco de Villafranca

La cuenca de este barranco (punto 11 de la Fig. 12) tiene una extensión de 36 km² y su altitud máxima es de 440 m.s.n.m. El cauce principal tiene una longitud de 10,6 km y una pendiente del 1,8 % y su incisión, estrecha y profunda, alcanza los 4 km de longitud (Tabla 3). La cuenca de recepción se sitúa sobre los yesos miocenos y los glaciares cuaternarios, como el resto de los barrancos de la zona (Fig. 44).

El nivel dominante de relleno corresponde al **N3**, que se conserva a lo largo de todo el tramo incidido (Fig. 44). La fuerte pendiente debe ser la causa de la estrechez de la incisión (Fot. 77), que dificulta enormemente penetrar en su interior para observar perfiles y localizar restos arqueológicos u orgánicos para realizar dataciones.

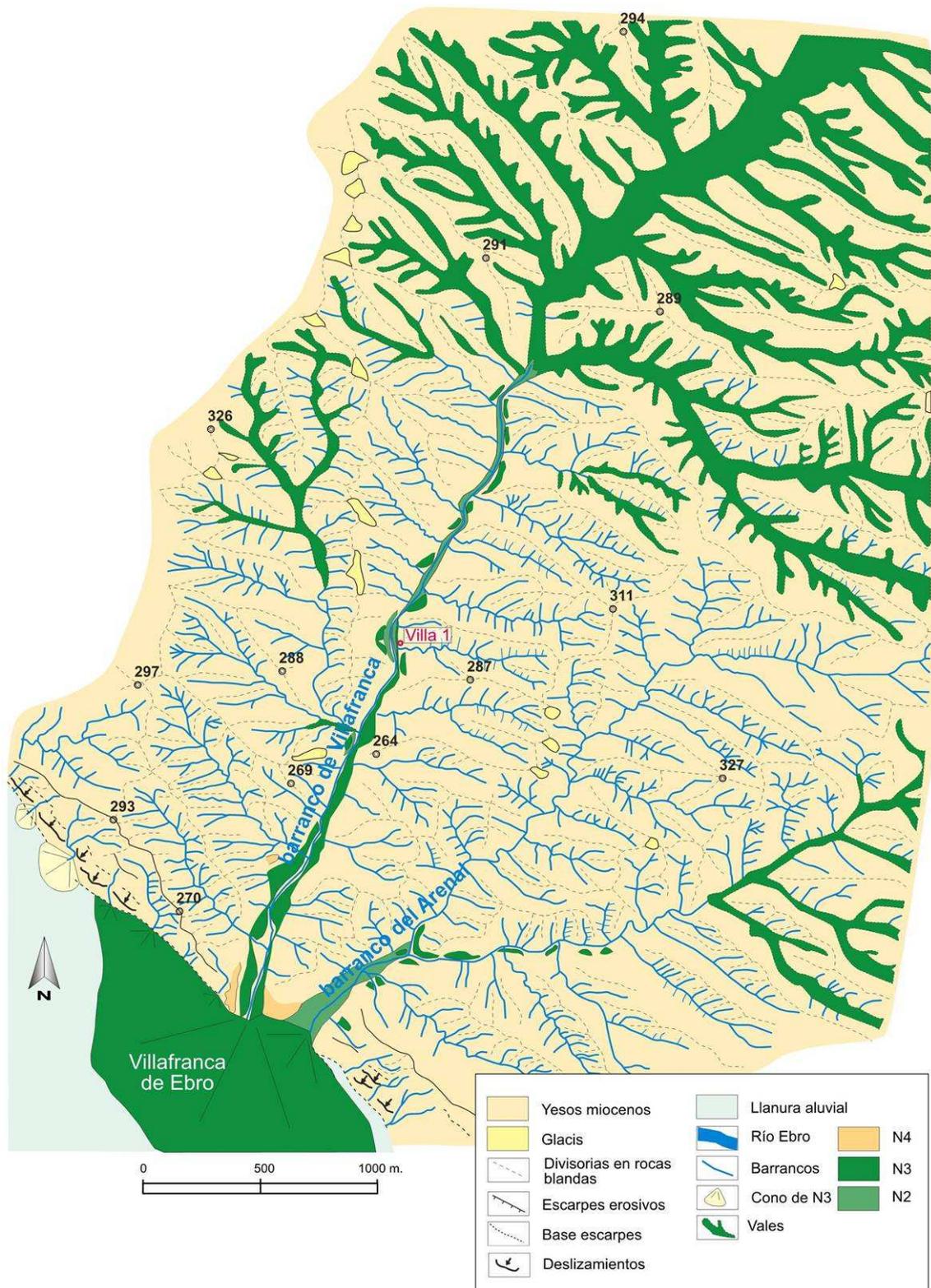


Fig. 44. Mapa geomorfológico detallado del barranco de Villafranca.

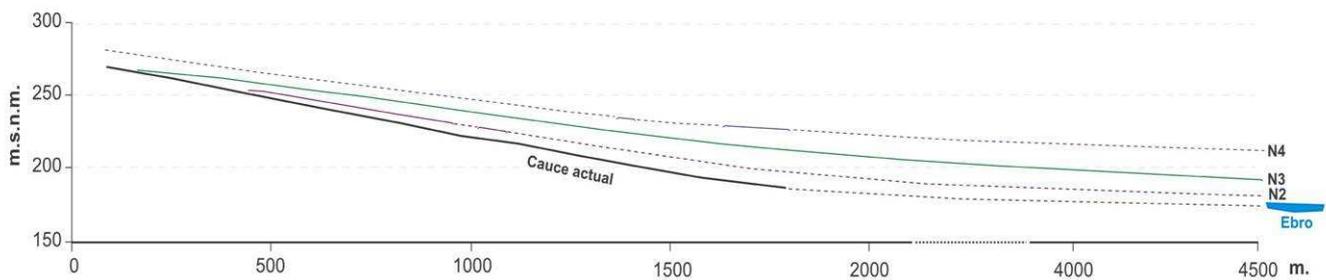
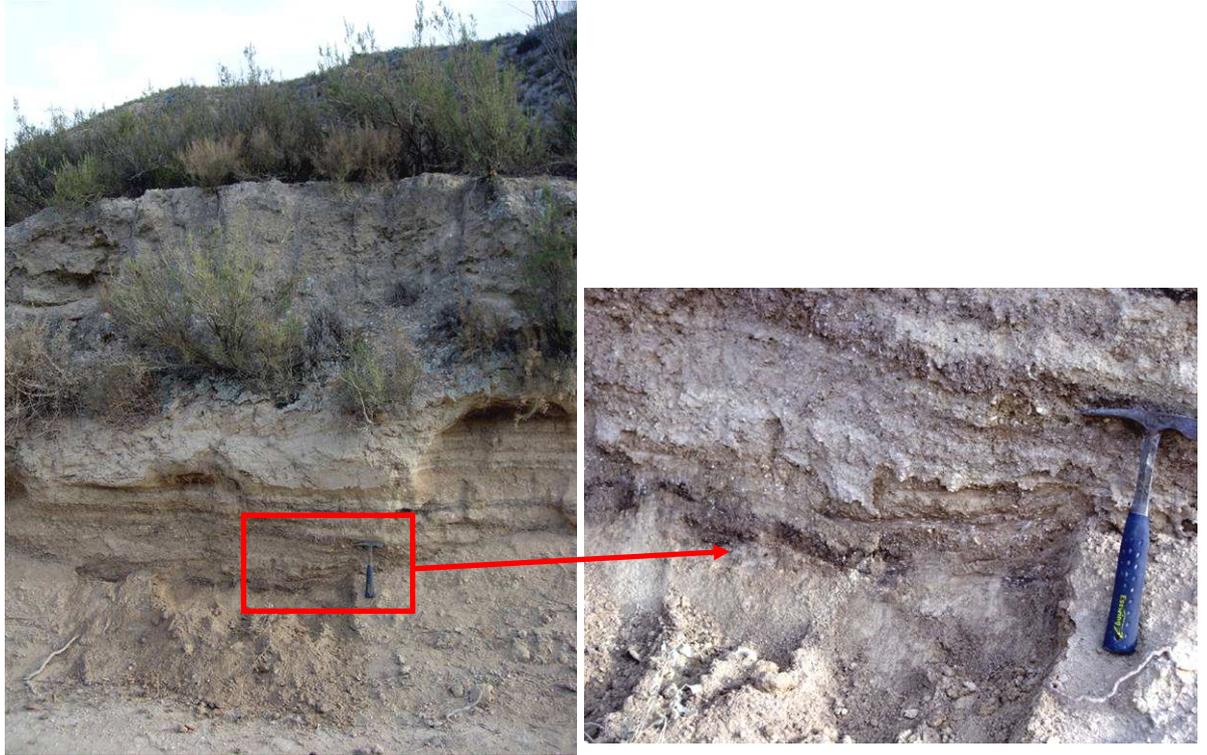


Fig. 45. Perfil longitudinal del barranco de Villafranca.



Fot. 77. Profunda incisión en el nivel N3. Al fondo se observa el nivel N4.

Aún así, junto al camino que discurre por el margen derecho del barranco se tomó una muestra de materia orgánica –VILLA 1- (Fot. 78) que ha presentado dificultades para su datación en el laboratorio. Por otra parte, Arauzo y Gutiérrez (1994) señalan una datación de carbones para la zona media del depósito de 3760 ± 70 B. P., es decir, una edad ya plenamente de la Edad del Bronce.



Fot. 78. Vista general del punto donde se tomó la muestra VILLA 1, cuyo detalle se aprecia en la imagen de la derecha.

Por supuesto, la falta de espacio en el interior de la incisión ha impedido la conservación de N2 y N1, al igual que en el barranco de Nuez y forma un cono aluvial conjuntamente con el vecino barranco del Arenal; a este último no se ha podido acceder debido a la valla de un coto de caza que cierra completamente el perímetro de la cuenca.

El cono aluvial resultante se compone de los materiales del nivel N3 y alcanza una gran amplitud, sin que el río Ebro haya intervenido en esta zona después de su formación. El pueblo de Villafranca de Ebro está situado sobre el cono, pero la trayectoria del barranco ha sido desviada lateralmente por el pie del escarpe de yesos.

Hay restos del **nivel N4** justamente en el sector del ápice del abanico (Fot. 77 y Fig. 44 y 46), formando dos plataformas elevadas, que han sido citados también en otros barrancos.

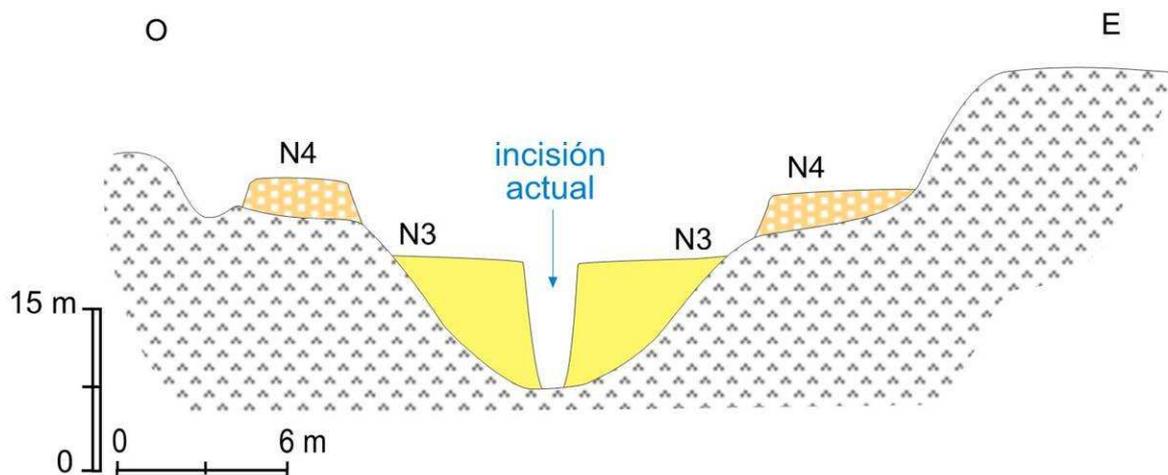


Fig. 46. Perfil transversal del barranco de Villafranca.

3.1.2.5. Barranco del Portazgo

Esta val (punto 12 de la Fig. 12) se encuentra entre el los barrancos de Villafranca de Ebro y de Osera. Su cuenca, que cuenta con una superficie de 8,6 km², se sitúa sobre los yesos de la *Fm. Zaragoza* y presenta su punto más alto a 375 m.s.n.m. El cauce principal presenta una dirección aproximada N-S-SO y tiene una longitud de 4,8 km, con una pendiente de 4,2 %. (Tabla 3).

El **nivel N3** se mantiene hasta el cono aluvial, al igual que la incisión, que llega hasta la desembocadura con el Ebro, que en este punto circula muy próximo al cono, cortándolo y haciéndolo retroceder (Fig. 47 y 48).

La confluencia del barranco principal y su afluente genera un cono aluvial que presenta un espesor de unos 14 m de sedimento en las proximidades de la autopista AP-2 (Fig. 47 y 49).

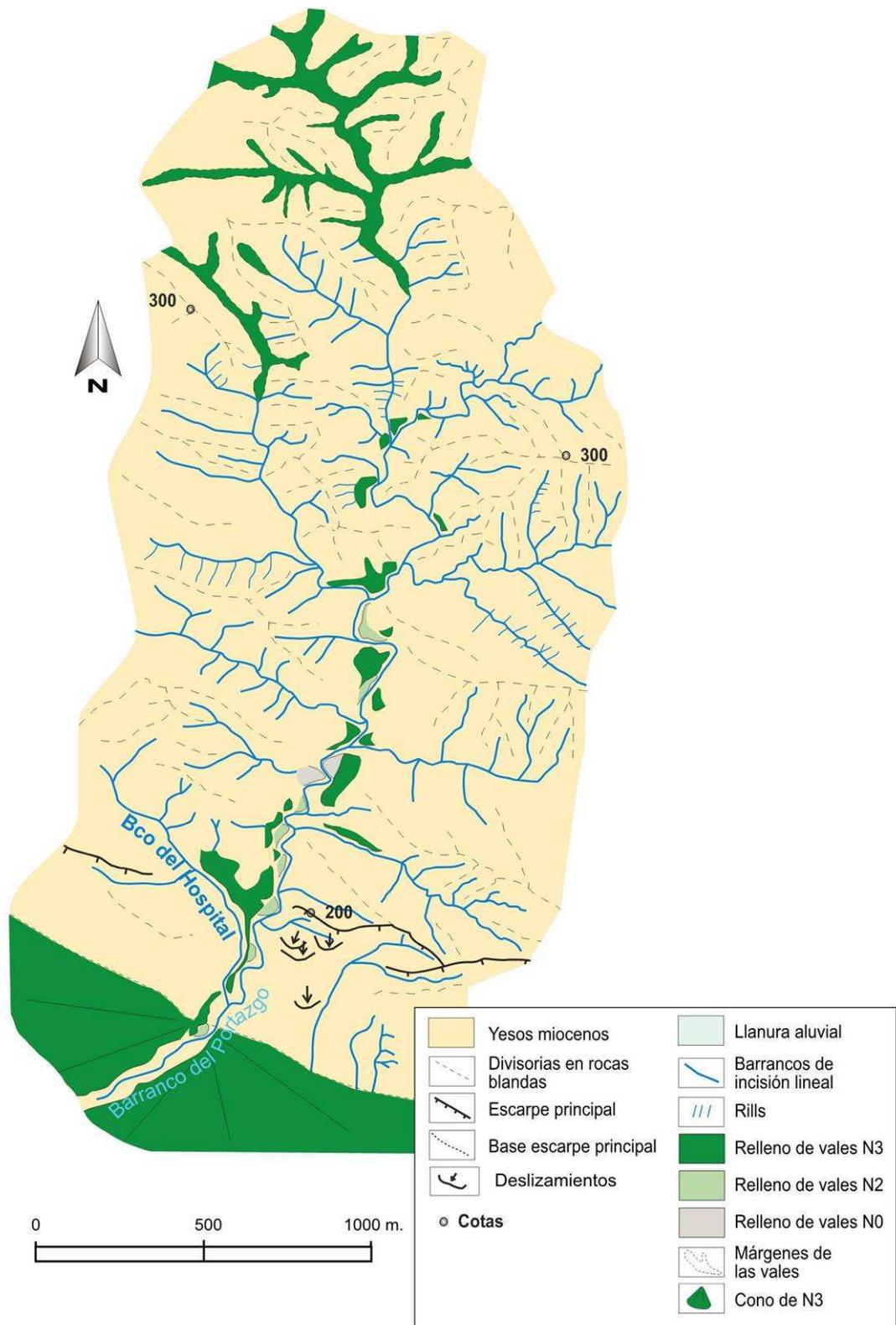


Fig. 47. Mapa geomorfológico detallado del barranco del Portazgo.

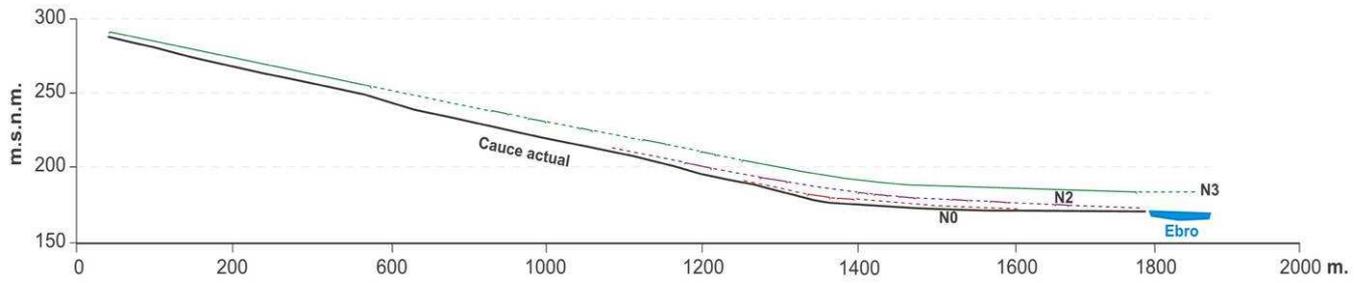


Fig. 48. Perfil longitudinal del barranco del Portazgo.

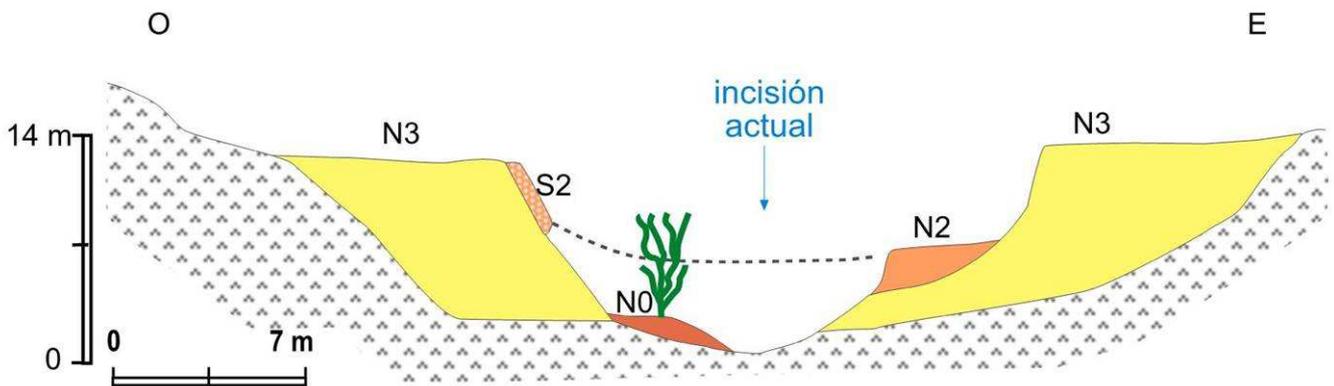


Fig. 49. Perfil transversal del barranco del Portazgo.

El corte de este nivel permite observar que está compuesto por capas de materiales de gran calibre, especialmente en su parte basal, y limos yesíferos que se hacen dominantes en la parte distal del cono. El nivel está coronado por una capa grisácea de gravas y gravillas de unos 3 m de potencia que contrasta con los tonos ocres de los limos infrayacentes (Fot. 79).



Fot. 79. Perfil característico del relleno N3 del barranco del Portazgo, en su curso bajo, en donde se inicia el cono aluvial.

El valle de este curso fluvial también es angosto, por lo que no deja espacio para que se desarrollen niveles sedimentarios inferiores, excepto en el tramo medio-bajo del cauce, donde aparece de manera ocasional un **nivel N2** e incluso se conservan laderas de empalme entre este nivel y el superior (Fig. 48). Puntualmente se encuentra un **nivel N0** afectado por una incisión cuya profundidad aumenta aguas abajo y que se distingue muy bien gracias a la presencia de *Tamarix canariensis*, tal y como sucede, como veremos, en el barranco de la Abuela.

3.1.2.6. Barrancos cortos del escarpe de Osera

En el frente del escarpe yesífero de Alfajarín-Osera se sitúan varios barrancos (punto 13 de la Fig. 12) con una pequeña cuenca receptora instalada en las plataformas superiores, pero que presentan un buen desarrollo de tres etapas visibles de conos aluviales dispuestos en niveles encajados (Fot. 80).



Fot. 80. Escarpe de yesos, con bloques deslizados y pequeñas plataformas de rellenos holocenos.

De ellos, los dos inferiores, por su correlación con las fases de relleno de las vales de este sector, son de edad holocena reciente, mientras que el cono superior podría equivaler al nivel pleistoceno N4 identificado en algunos de los valles ya descritos. En el interior del nivel de cono más reciente, de composición limosa, se halló un resto de cerámica correspondiente a la Edad del Bronce (muestra Osera 2), mientras que en superficie se encontraron varios fragmentos de cerámicas medievales (muestra Osera 3) (Fot.81), lo que parece indicar que el cono es de edad post-Edad del Bronce y pre-Medieval.



Fot. 81. Corte del cono reciente de uno de los barrancos, conteniendo cerámicas de la Edad del Bronce en su interior y cerámicas medievales dispersas en su superficie.



Fot. 82. Restos de laderas regularizadas que conectaban el nivel N3, cuyo escarpe se observa en la parte superior, con el N2 ya desaparecido.

En el interior de la incisión de estos barrancos se repite un mismo dispositivo (Fot. 82) que consiste, de techo a muro, en una acumulación superior de unos 15 cm de yesos endurecidos por la acción de la vegetación, que da lugar a un escarpe al que sigue un pequeño entrante excavado en los limos yesíferos. Por debajo aparecen restos de regularizaciones de ladera que no enlazan con el fondo actual, sino que lo harían con un antiguo fondo ya erosionado, tal y como se ha visto en el barranco de Miranda.

3.1.2.7. La val de Osera

Es la más amplia de las vales del área de estudio, de la que sirve de límite oriental (punto 14 de la Fig. 12). En su curso bajo llega a alcanzar hasta 500 m de anchura, abriéndose finalmente en un gran cono aluvial, donde se sitúa la localidad de Osera. Su cuenca se ubica en las calizas y yesos miocenos, así como en los niveles de glacis cuaternarios que descienden de la Sierra de Alcubierre. Este barranco ya fue estudiado anteriormente por Zuidam (1975, 1976) y por Arauzo y Gutiérrez (1994).

La val de Osera carece de incisión, lo cual dificulta notablemente su estudio detallado y solamente disponemos de la información que nos aporta el escarpe del cono sobre el río Ebro y las incisiones de algunos barrancos afluentes, el más importante de los cuales es el de la Abuela. Utilizaremos por tanto para su descripción estas dos únicas posibilidades, así como la existencia de niveles altos que se conservan residualmente en la margen derecha del abanico aluvial, al pie del escarpe de yesos.

El **barranco de la Abuela** es un afluente del barranco de Osera por su margen derecha, confluyendo para dar lugar a un cono aluvial conjunto (Fig. 49). Su cuenca alcanza una extensión de 3,42 km². El cauce principal presenta una longitud de 3,25 km y una pendiente del 4%, y en su interior se han llegado a identificar tres niveles sedimentarios: N3, N2 y N0 (Tabla 3 y Fig. 50 y 51).

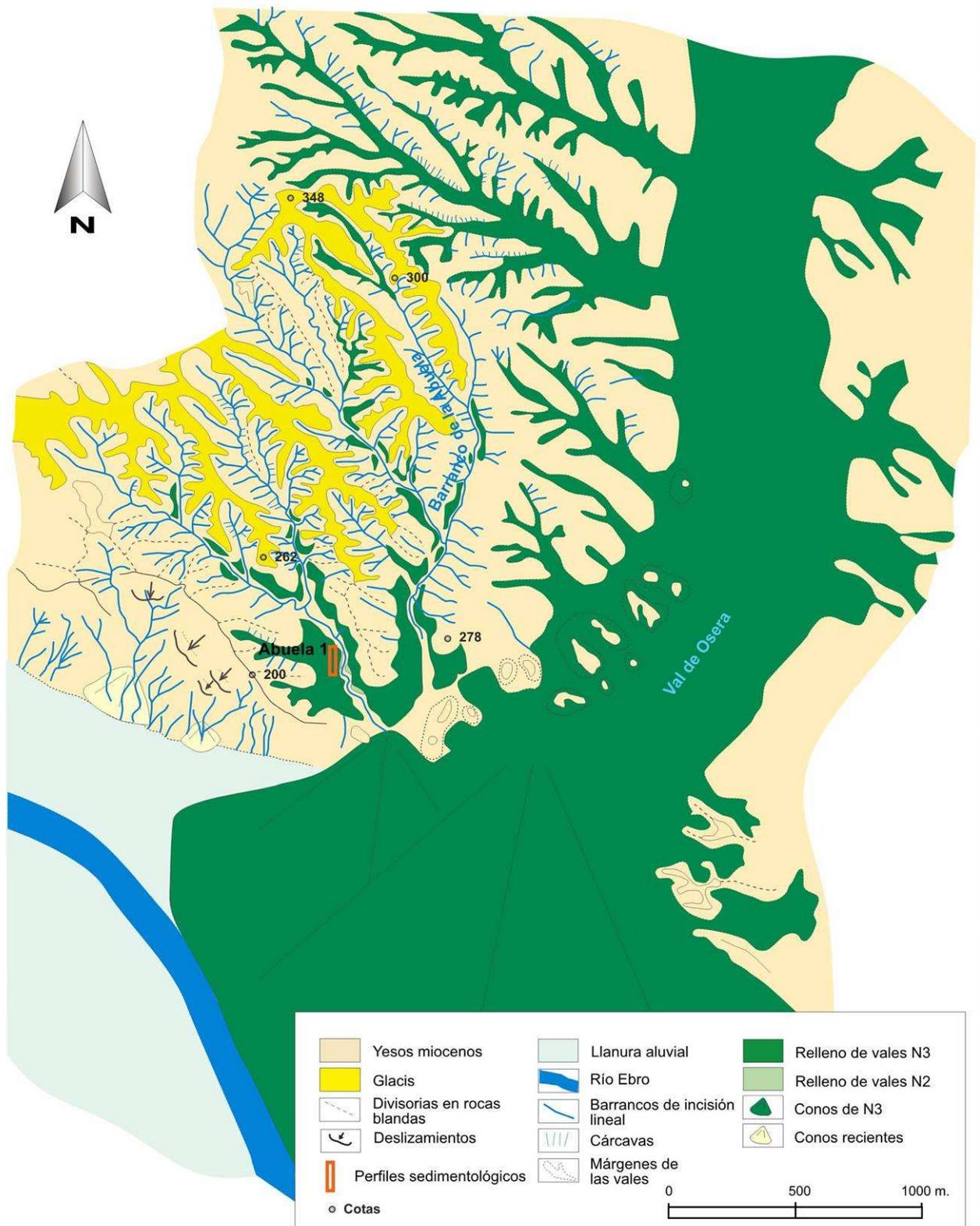


Fig. 50. Mapa geomorfológico detallado del barranco de la Abuela.

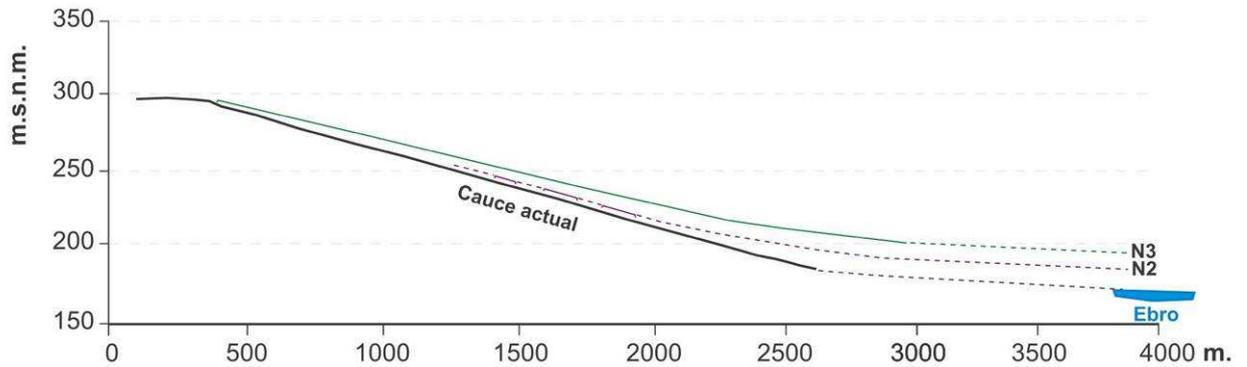
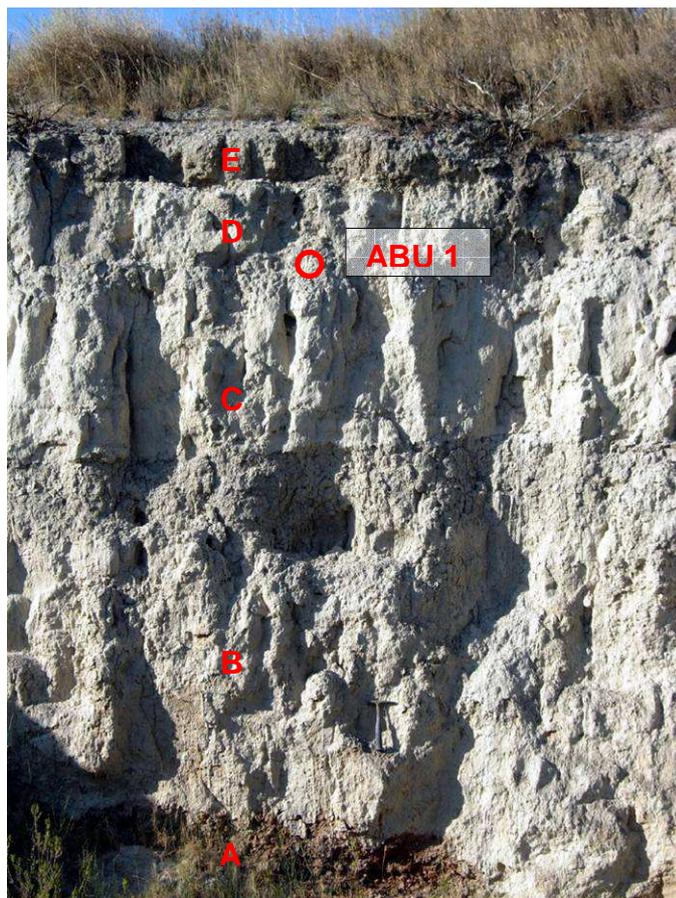


Fig. 51. Perfil longitudinal del barranco de la Abuela y de sus niveles holocenos.

El **nivel N3** aparece muy bien conservado y adopta forma de cono aluvial en la salida del barranco al valle del Ebro. En algunos puntos del cauce, el N3 presenta un escarpe sobre el nivel N2, que asimismo está afectado por la incisión del barranco, mientras que en otros sectores el N3 se va amoldando suavemente a la posición del N2, de manera que el escarpe desaparece dando lugar a laderas regularizadas de las que, en algunos puntos, sólo se conserva algún retazo debido a los intensos procesos de erosión (Fot. 83 y Fig. 51).



Fot. 83. Vista general del relleno del barranco de la Abuela y la profunda incisión.

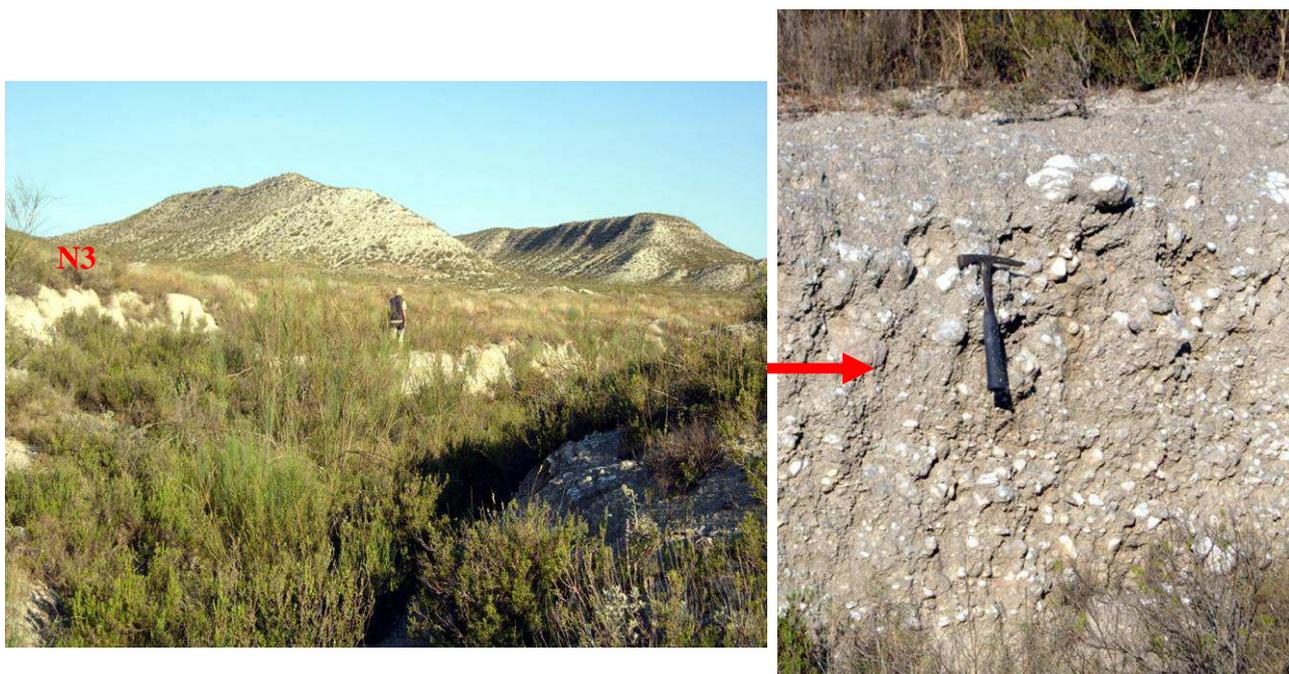


Fot. 84. Perfil del nivel N3 del barranco de la Abuela –**Abuela 1**-, con las unidades diferenciadas.

Se elaboró un perfil del N3 (**Abuela 1**) en un sector del cauce en el que la incisión del barranco ha alcanzado el sustrato terciario (Fot. 84) dando lugar a unos 4 m de corte vertical (Fig. 52). En él, de muro a techo, aparecen 125 cm de limos yesíferos basales (A), sobre los que aparece una intercalación de 75 cm de arcillas con intensa fracturación vertical (B); a continuación se superponen 35-40 cm de gravas de yesos miocenos (C) y unos 130 cm de limos con gravillas dispersas y algún pequeño canal de gravas de pequeño calibre (D). Culminando el perfil se encuentran 27 cm de suelo (E), que dan lugar a un pequeño escarpe sobre el barranco debido a la mayor resistencia a la erosión que le confiere la acción de la vegetación. En la parte alta del nivel arcilloso se ha localizado un lentejón de materia orgánica con pequeños fragmentos de carbón, del que se ha tomado una muestra (ABU 1) aunque no llegó a datarse. Justamente en ese punto se ha producido una volcadura de

los niveles superiores, que a partir de la fractura de contacto adoptan pendiente hacia el fondo del barranco (Fot. 84). Por otra parte, existe una datación ^{14}C efectuada en los tramos superiores del relleno de este barranco, realizada por Arauzo y Gutiérrez (1994) y que aunque no conocemos la posición exacta en que se tomaron las muestras, puede servirnos de guía cronológica; la fecha obtenida por estos autores es de 3440 ± 95 B.P., es decir, coincidiendo aproximadamente con la Edad del Bronce.

El **nivel N2** aparece encajado en el N3 y presenta una composición mucho más pedregosa (Fot. 85), con gravas y gravillas de yeso alabastrino con matriz limosa. En algunos sectores el nivel N2 aprovecha el sedimento de N3, generándose solamente una capa nueva de sedimento en su parte superficial (Fig. 52).



Fot. 85. Niveles N3 y N2 del barranco de la Abuela y en primer plano los tamarix que cubren parcialmente el nivel N0. En la imagen de la derecha puede apreciarse un detalle de la composición de N2.

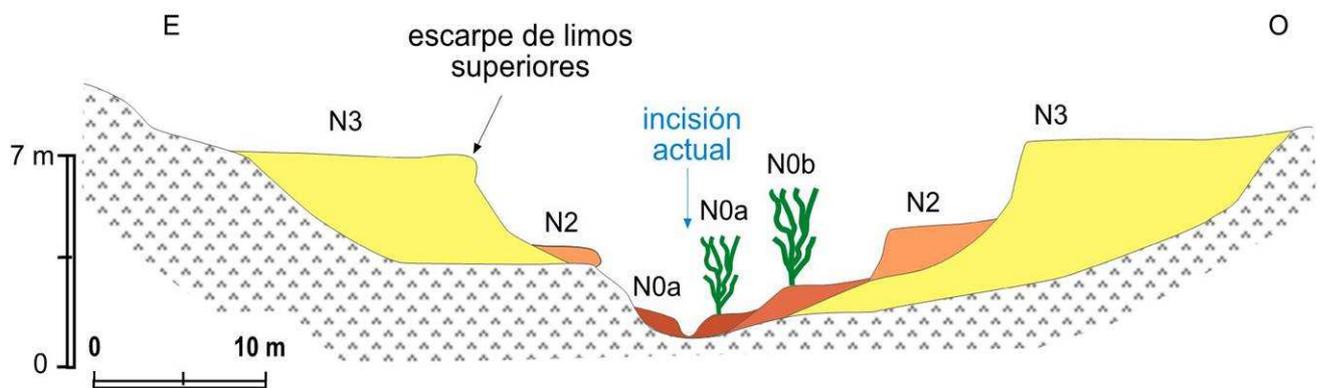


Fig. 52. Perfil transversal del barranco de la Abuela con los distintos niveles diferenciados. El nivel N2 aparece tanto como nivel encajado (dcha) como escalonado (izq).

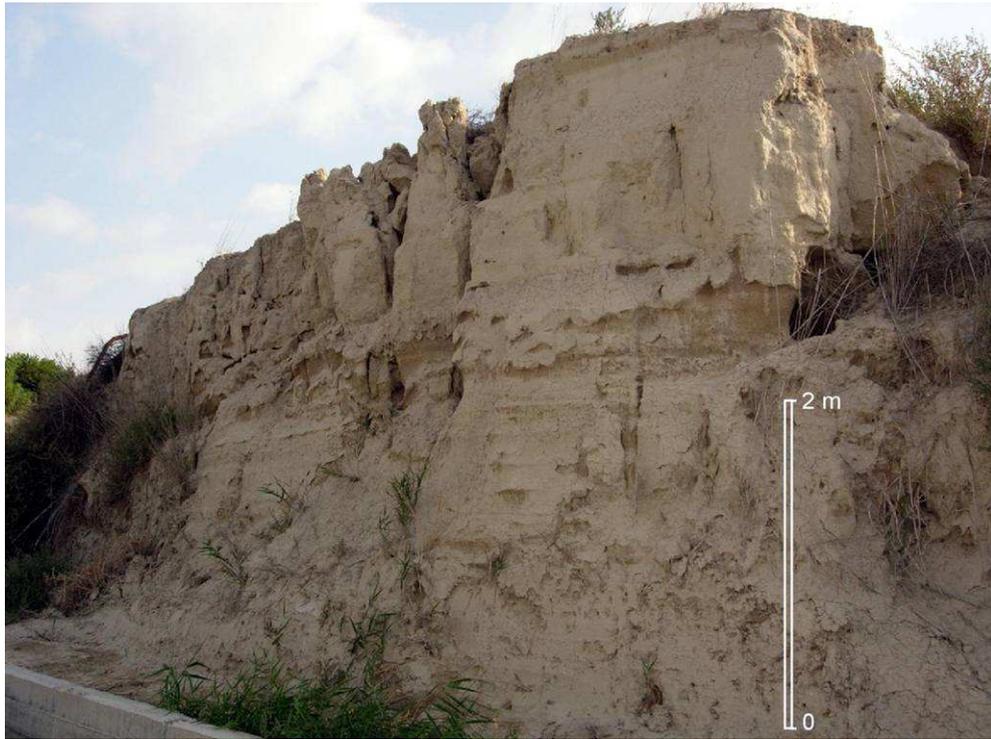
En el interior de la incisión no se conserva el nivel N1, sin embargo sí que están presentes los **niveles N0**, que se distinguen bien por la presencia en su superficie de ejemplares de *Tamarix canariensis* que quedan colgados en la actualidad con respecto al fondo actual. Se trata de ejemplares cuya edad desconocemos pero que podemos comparar con los estudiados por Saz *et al.* (2004) en un nivel idéntico del barranco de la Morera, afluente del río Huerva. El nivel **N0b** presenta una incisión de 0,5 a 1 m y aparece ocasionalmente un **nivel N0a** en el que también han crecido *Tamarix* (Fig. 52 y Fot. 86) aunque de menor talla que los situados sobre el nivel **N0b**. La edad de estos dos últimos niveles es muy reciente y seguramente no llega a superar el medio siglo.



Fot. 86. Incisión del barranco de la Abuela en el nivel N0b, con Tamarix mayores y fondo N0a, también con plantones de esta especie, aunque más jóvenes.

El **abanico aluvial del barranco de Osera** ocupa una gran extensión, introduciéndose ampliamente en la llanura aluvial del Ebro (Fig. 50). Como ya hemos indicado, el barranco de la Abuela se une asimismo al del curso principal para ampliar todavía más el cono en el sector noroccidental. Aunque en cartografías anteriores (Zuidam, 1975, 1976; Mensua e Ibáñez, 1977; Arauzo y Gutiérrez, 1994), la localidad de Osera y el tramo distal del cono es considerado como terraza fluvial del Ebro (T2), hemos comprobado que los escarpes sobre la llanura aluvial actual de este río corresponden a depósitos de cono, procedentes de la val de Osera, estando ausente la terraza fluvial.

Como puede apreciarse en la Fot. 87, el cono tiene un predominio casi total de materiales finos limosos, con un espesor visible de unos 4 m, a cuyo pie se extiende la T1 o lecho de inundación del Ebro, en el que está instalada la huerta del pueblo; forma una franja estrecha, amoldada plenamente a la orilla cóncava de un meandro del Ebro. El gran espesor del cono nos hace suponer que se prolongaba más ampliamente todavía sobre la llanura aluvial, pero el escarpe ha ido retrocediendo debido a la activa erosión del río.



Fot. 87. Corte del cono del barranco de Osera en un punto muy próximo al cauce del Ebro.

Una muestra de esta funcionalidad la tenemos en algunos aspectos que se aprecian en el urbanismo del pueblo de Osera. En el extremo suroeste del pueblo, al final de la Plaza Mayor, se conservan los restos de un edificio con torres formadas por sillares de alabastro y un arco de ladrillo de grandes proporciones (Fot. 88), que claramente constituye una puerta de lo que fuera un antiguo castillo-residencia, seguramente de Época Musulmana.



Fot. 88. Arco de la puerta y habitáculo anexo situados en la Plaza Mayor de Osera.

Entre estos elementos constructivos y el escarpe sobre el Ebro es visible la presencia de algunos restos de paredes (Fot. 89), con fragmentos de cerámicas “meladas” (muestra Osera 1), actualmente recubiertos por una losa de cemento para crear una pequeña plaza.



Fot. 89. Restos de muros probablemente musulmanes.

Aunque a primera vista parece que la puerta mencionada estaría orientada hacia el río, sin embargo, se conservan en la parte alta de la puerta los engalces en los que se encajaban los ejes de las puertas y muestran que la orientación de entrada es totalmente la contraria. Es decir, que el resto conservado es sólo la fachada o el cierre de un recinto, que conserva fundamentos de casas y que ha sido desmantelado en casi su totalidad por la orilla cóncava del meandro del Ebro.

Desde un punto de vista cronológico todo parece indicar que en Época Medieval el cono de Osera ya existe puesto que sobre él se instaló el núcleo de población musulmana y posteriormente ha estado afectado por la erosión lateral del Ebro en Época post-Medieval.

3.1.3. Los valles colgados y su importancia geomorfológica

Un aspecto morfológico que llama la atención en algunos sectores del escarpe de yesos es la ausencia de incisiones de barrancos, como las vales que hemos descrito, apareciendo en su lugar escarpes verticales, que conservan en su parte superior morfologías de valles, ya sean de incisión lineal o con rellenos de fondo plano -vales- que en algunos casos quedan colgados sobre la llanura aluvial del Ebro o los conos adyacentes, entre 25 y 50 m (Mensua e Ibáñez, 1977; Gutiérrez-Santolalla *et al.*, 1994; Peña, 1996) (Fot. 90).



Fot. 90. Escarpe de yesos en el sector entre Alfajarín y Villafranca, observándose la presencia de valles colgados de incisión lineal.

Observando la parte superior de dichos valles aparece bien desarrollada una red de vales característica, lo que demuestra que su funcionamiento y pendiente era el habitual de unas vales, que bruscamente, sin posibilidad de adaptación progresiva, han sido cortadas por el río Ebro mediante el funcionamiento de sus trenes de meandros. En aquellos que presentan morfología de fondo plano es visible el depósito del relleno original, normalmente incidido por la escorrentía, que desciende, en momentos de funcionalidad, en cascada por el frente del escarpe. Estos valles colgados ya son citados por Ibáñez y Mensua (1976) y lo utilizan como uno de los argumentos para explicar el origen tectónico del escarpe de yesos, ya que la ruptura de su pendiente reflejaría la importancia del salto de falla. Por supuesto que no estamos de acuerdo con este punto de vista, que es utilizado por estos autores para otros efectos totalmente contrarios, como es la incisión en las vales que actualmente sabemos que son holocenas recientes.

Son numerosos los ejemplos de valles colgados, aunque nos centraremos en aquellos que contienen alguna información de valor geoarqueológico y nos permitan completar datos para intentar una reconstrucción de los perfiles originales de estos valles y, por lo tanto, para aproximarnos al conocimiento de la velocidad y características del retroceso rápido del escarpe de yesos. Para ello se han elaborado perfiles que intentan prolongar el trazado de algunos de estos valles hacia el río principal, con objeto de situar su nivel de base en el momento de su funcionalidad normal.

Los dos únicos valles colgados en los que hemos localizado elementos de datación, aunque sea relativa, son un afluente del barranco de Alfocea y un valle de fondo plano en el sector entre el barranco de Miranda y Juslibol.

Valle colgado afluente del barranco de Alfocea

Se localiza en posición adosada al escarpe de Alfocea, muy cerca del núcleo de población. Se trata de un relleno de valle de fondo plano que la erosión del escarpe ha dejado en posición colgada directamente sobre el valle del Ebro, aproximadamente unos 50 m (Fig. 53).

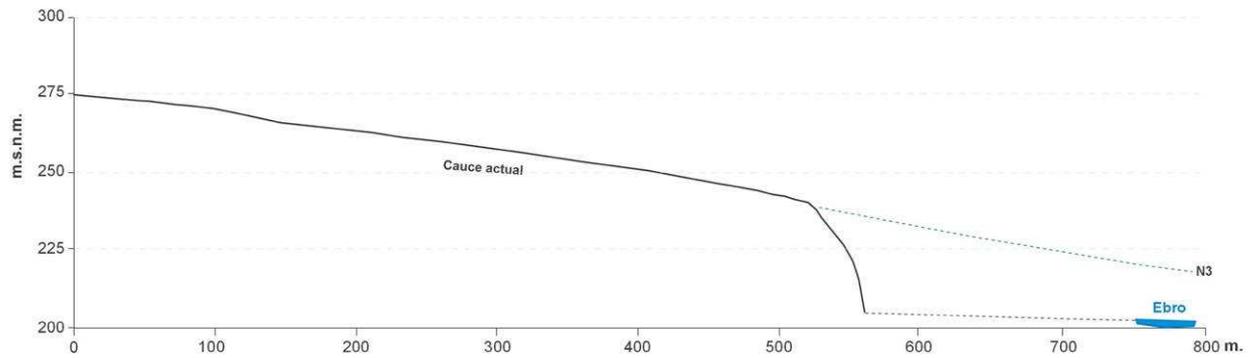


Fig. 53. Perfil longitudinal del barranco afluente de Alfocea y reconstrucción de su posible trazado antes de quedar colgado.

Este resto es de gran importancia ya que muestra la magnitud del retroceso del escarpe en épocas muy recientes, manifestando un dispositivo local de intensa erosión lateral del Ebro frente a la actividad de los barrancos que para la misma época mantenían procesos de agradación, como el propio barranco de Alfocea.



Fot. 92. Afluente del barranco de Alfocea por su margen derecha. Se aprecia en la fotografía cómo ha sido erosionado su tramo bajo, lo que pone de manifiesto el retroceso del escarpe (Imagen Google Earth).

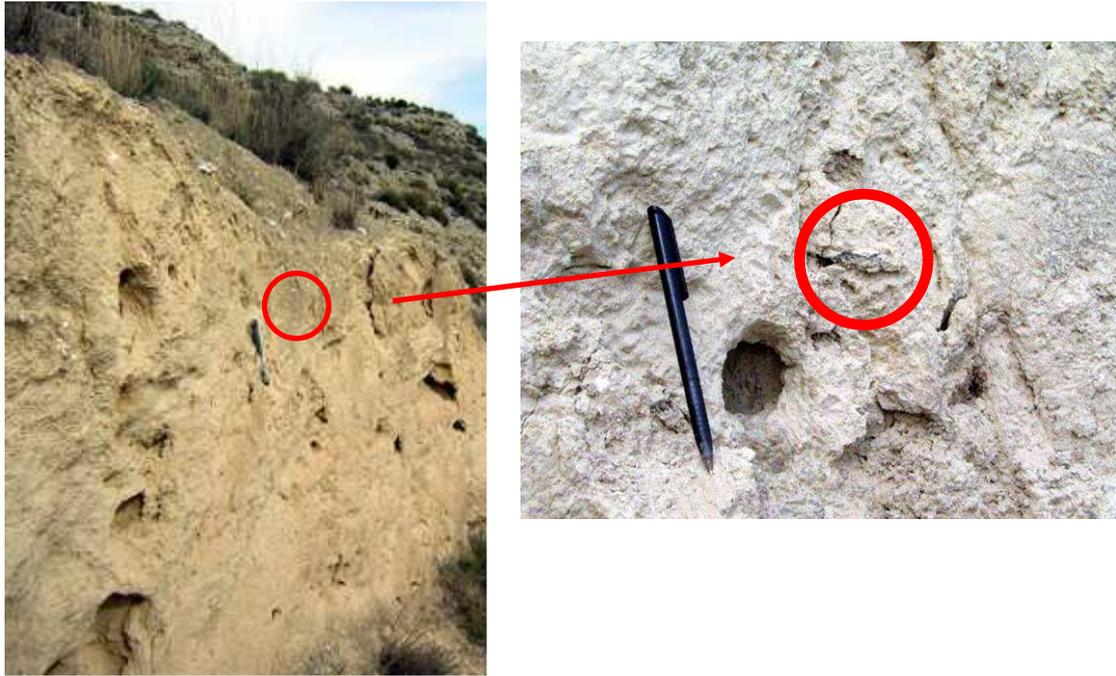
Originalmente, la acumulación limosa se encontraría enmarcada por ambas márgenes del valle, pero en la actualidad, la margen derecha de esta antigua val ha sido erosionada, así como la mayor parte del relleno de su tramo bajo. Se conserva su zona de cabecera, localizada al Noroeste, en el interior del Campo de maniobras militares de San Gregorio (Fot. 91 y 92).



Fot. 91. Acumulación limosa del valle colgado del escarpe de Alfocea.

A 1,90 m de la base del relleno y a 1,30 m de su techo, fue encontrado un fragmento de cerámica de la Edad del Bronce, cuya edad oscilaría entre 3500 y 2700 B.P., sin poder precisar más su cronología dado el mal estado de conservación y no ser un fragmento excesivamente grande (Fot. 93). Así pues, se puede afirmar que el valle se rellenó durante o con posterioridad a la Edad del Bronce.

El tipo de sedimento, de carácter limoso, es correlacionable con el nivel principal N3 identificado en otros valles de este sector de la Depresión del Ebro, cuya edad en sus tramos superiores se ha establecido como post-Bronce y post-Romana. Por ello se piensa que quizás esta acumulación podría corresponder a dicha época, ya que la cerámica del Bronce no está *in situ*, sino que ha sido transportada desde el yacimiento al que perteneció –del que no quedan restos- hasta el fondo del valle, proceso durante el que ha podido transcurrir cierto tiempo.



Fot. 93. Perfil del relleno del valle colgado de Alfocea, con indicación de la posición de la cerámica (izq.) y detalle de la situación del fragmento de cerámica de la Edad del Bronce (dcha.).

Valles colgados entre el barranco de Miranda y Juslibol

Corresponde a un sector de fuertes escarpes verticales, afectados por procesos de desprendimiento y deslizamiento. Hasta hace pocos años el río Ebro ha estado circulando por el pie del escarpe (galacho de Juslibol), de ahí la actividad geomorfológica que mantiene. Se conservan varios valles de fondo plano, cuyas cabeceras penetran en el Campo de maniobras militares de San Gregorio, y que quedan bruscamente colgadas en lo alto del escarpe (Fig. 54).

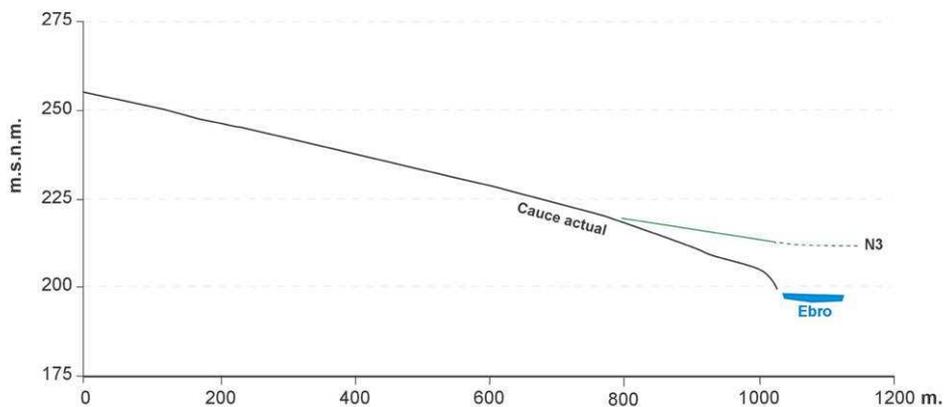
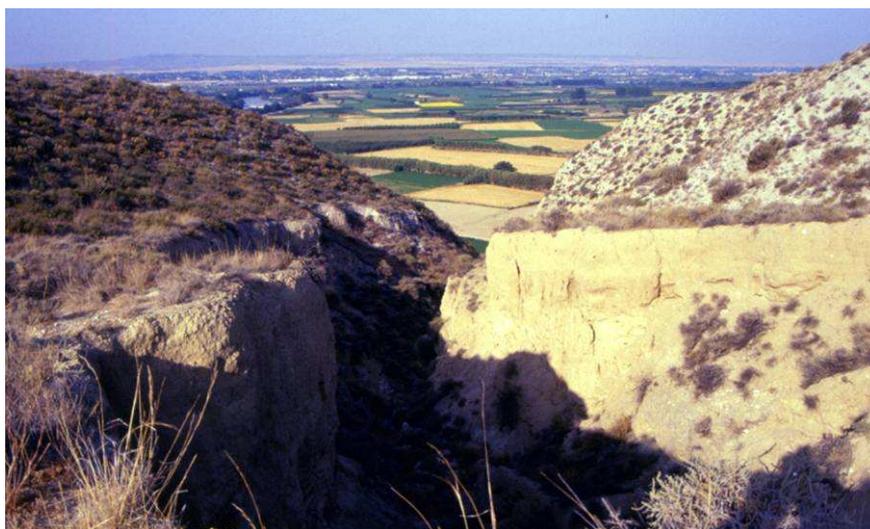


Fig. 54. Perfil longitudinal de una de las vales que quedan colgadas sobre la llanura aluvial en las proximidades del Galacho de Juslibol.



Fot. 94. Incisión de una val que ha quedado colgada en el escarpe y cuyo relleno contiene cerámicas romanas, en el sector de Juslibol.

Su relleno es el característico de las vales locales, predominantemente limoso y con algunos cantos rodados procedentes de los restos de terrazas cuaternarias del entorno. La prospección realizada permitió localizar cerámicas de Época Romana en el relleno de una de estas vales (Fot. 94), lo que nos indica que sus sedimentos son de dicha época o posteriores.

3.1.4. Conclusiones parciales de la evolución de valles y conos

El análisis detallado de los rellenos de valle y de los conos aluviales nos permite alcanzar algunas conclusiones de tipo general respecto del funcionamiento y de las etapas de acumulación e incisión diferenciadas.

- Sintetizando el conjunto de datos de los distintos barrancos se ha establecido **dos modelos evolutivos de rellenos de valle**, que hemos representado gráficamente para su mejor comprensión.
 - El primero de los modelos (Fig. 55) es el más generalizado y podría aplicarse a los barrancos de Casa de la Pola, de Alfocea, de Miranda, de las Casas, de Nuez, de Villafranca y de la Abuela

(Osera). En este modelo hay una fase inicial con el relleno **N4**, a partir de la cual se generan los procesos de incisión holocenos, que constan de tres etapas acumulativas (N3, N2, N1) y un depósito reciente N0 que no siempre se conserva, ya que tiene funcionalidad prácticamente actual. Estas fases van acompañadas de procesos de incisión intermedios, siendo el más importante el generado sobre el nivel N4, que acoge las acumulaciones **N3**, que abarcan desde el Epipaleolítico final y Neolítico (relleno pre-Edad del Bronce) al que se puede añadir el relleno de la Edad del Bronce-Hierro y de Época Iberorromana, dependiendo de cada uno de los barrancos (Fig. 55 esquema 1). Una nueva fase de incisión post-Romana/pre-Medieval alcanzará hasta el sustrato (Fig. 55 esquema 2), cortando toda la acumulación N3 y depositando un nuevo relleno **N2**, de Época Medieval/post-Medieval. Esta nueva acumulación puede adoptar dos tipos de dispositivo (Fig. 55); por una parte, como una terraza escalonada, por lo cual todo el perfil del depósito sería de la edad mencionada (Fig. 55 esquema 3), y por otra, tomar una posición encajada, cuando la incisión no haya alcanzado hasta el sustrato, en cuyo caso el nivel N2 se compone de la base de N3 coronado por la nueva acumulación –de escaso espesor- del nivel N2 (Fig. 55 esquema 3'). Finalmente, en época más moderna se inicia una nueva incisión, en cuyo fondo se genera un nuevo depósito (**N1**) de menor potencia que los anteriores (Fig. 55 esquema 4 y 4'). En la actualidad los procesos de incisión son dominantes en el fondo de estos valles, pese a lo cual, se ha formado otro nivel en época muy reciente, que denominamos **N0**, muy inestable y sujeto a la erosión en momentos de fuertes crecidas, por lo que sólo se conserva en algunos barrancos (los de la Virgen, las Casas, el Portazgo y la Abuela).

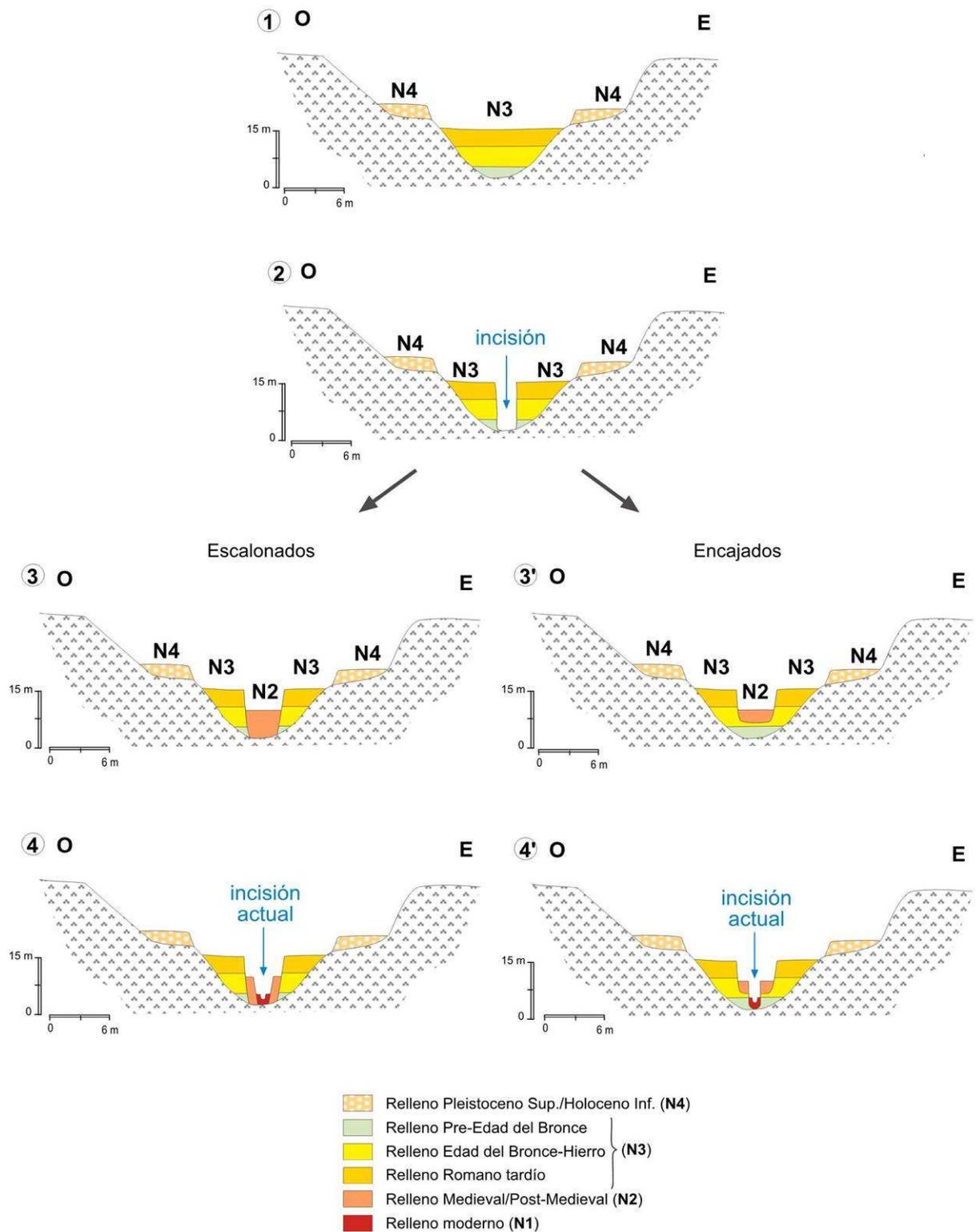
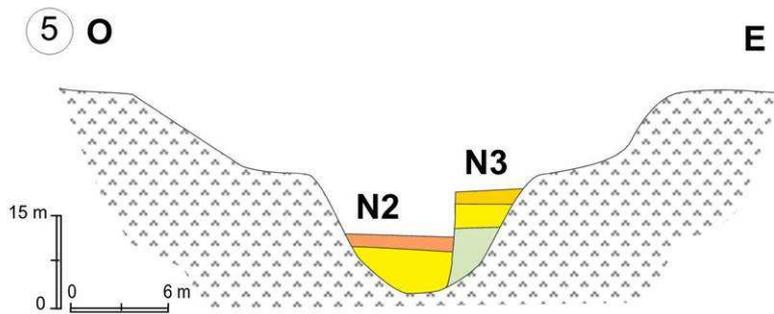
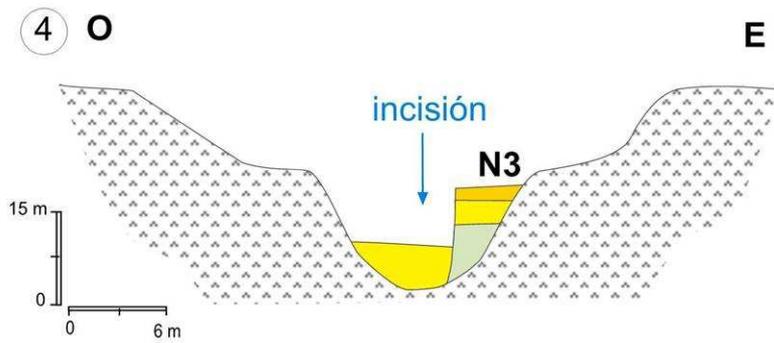
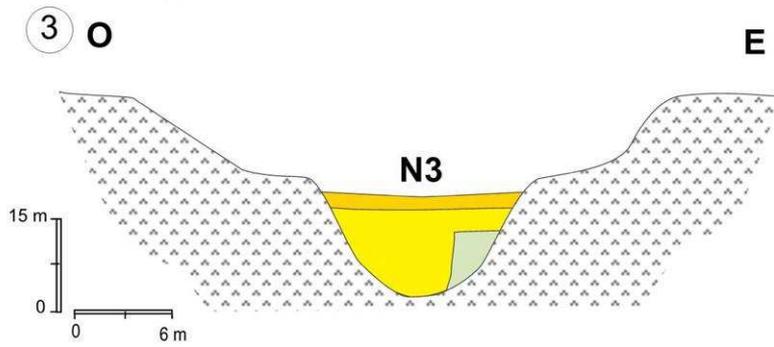
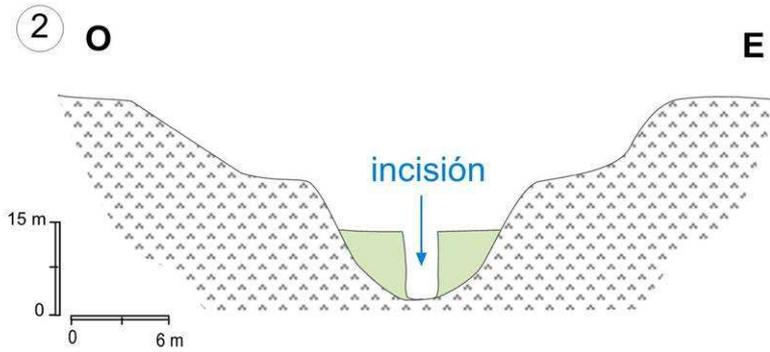
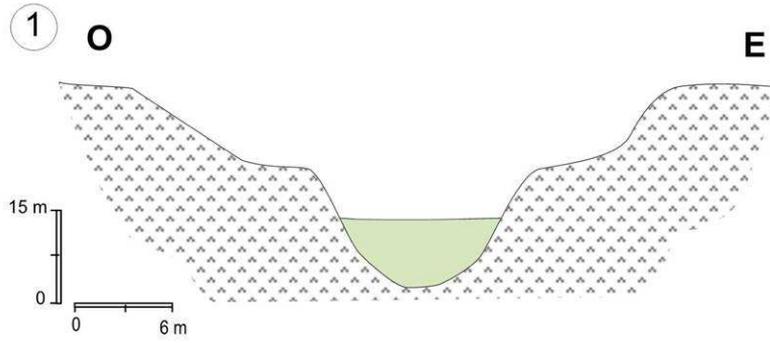


Fig. 55. Modelo general de evolución de las vales.

- El segundo modelo (Fig. 56) es más complejo y se reduce al barranco de la Virgen. La variante principal se genera a partir de la incisión sobre **N3**, ya que ésta tiene lugar en dos fases diferentes. Tras la sedimentación pre-Bronce (Epipaleolítico/ Neolítico) (Fig. 56 esquema 1) se genera una primera erosión lineal, que alcanza hasta el sustrato (Fig. 56 esquema 2), y se rellena de materiales cuyas edades situamos en la Edad del Bronce y que pueden estar culminadas por sedimentos que alcancen hasta Época Iberorromana (Fig. 56 esquema 3), llegando a fosilizar también los restos del primer momento de sedimentación (pre-Bronce); la segunda fase de incisión se produce sobre el depósito generado, que podemos considerar N3, y es la ya señalada en el modelo anterior, aunque los materiales incididos y que se observan en las paredes del barranco, presentan edades diferentes, según muestran las dataciones efectuadas (Fig. 56 esquema 4). En este segundo modelo la incisión no alcanza hasta el sustrato de yesos, sino que el nivel **N2** (Medieval/post-Medieval) se deposita sobre una base formada por materiales de la Edad del Bronce, generándose solamente un estrecho depósito (Fig. 56 esquema 5). El resto de la evolución es ya similar a la descrita para el primer modelo, con los niveles **N1** y **N0**.



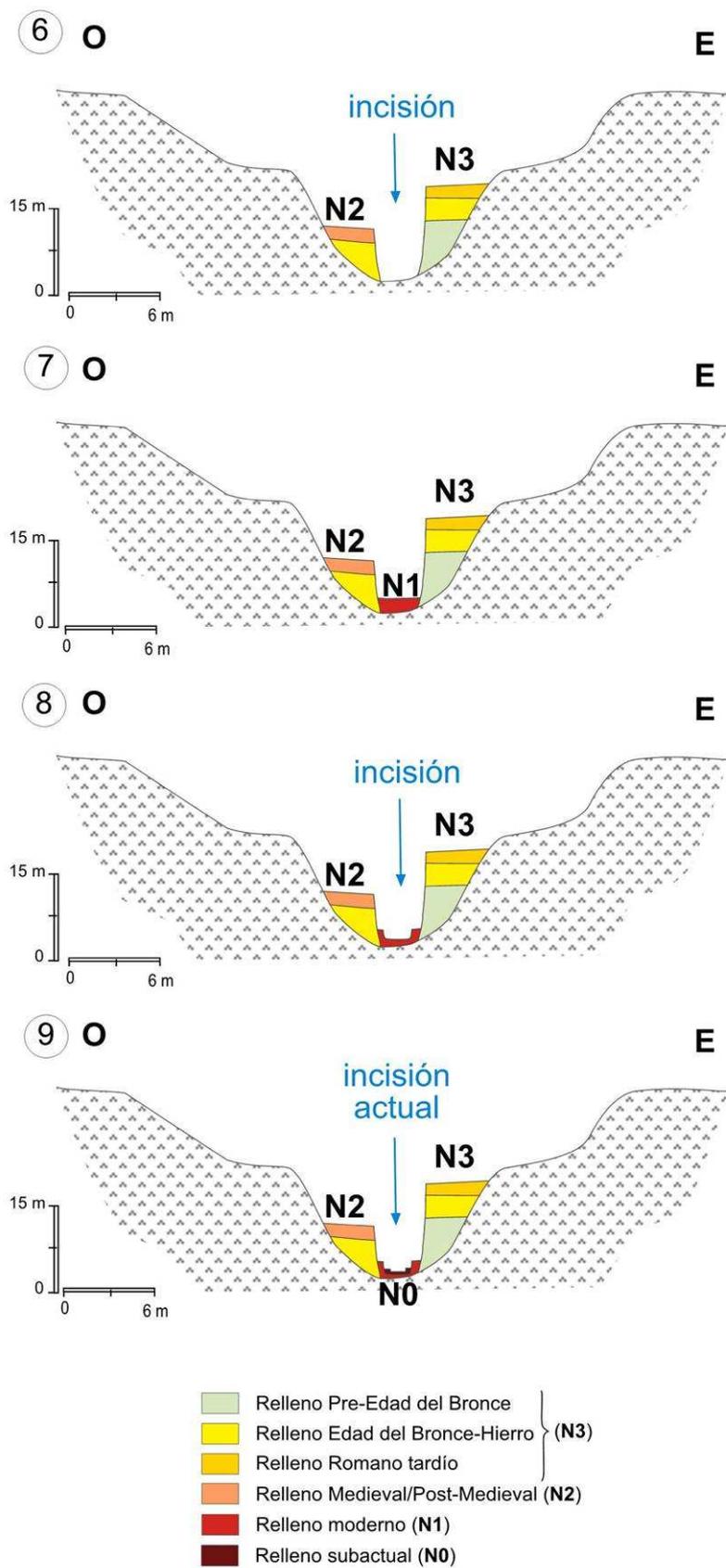


Fig. 56. Modelo de evolución del barranco de la Virgen.

- Igualmente hemos elaborado un esquema sintético de **evolución de conos aluviales** (Fig. 57), en el que podemos observar una disposición normal de los niveles cayendo en forma escalonada hacia el río Ebro.

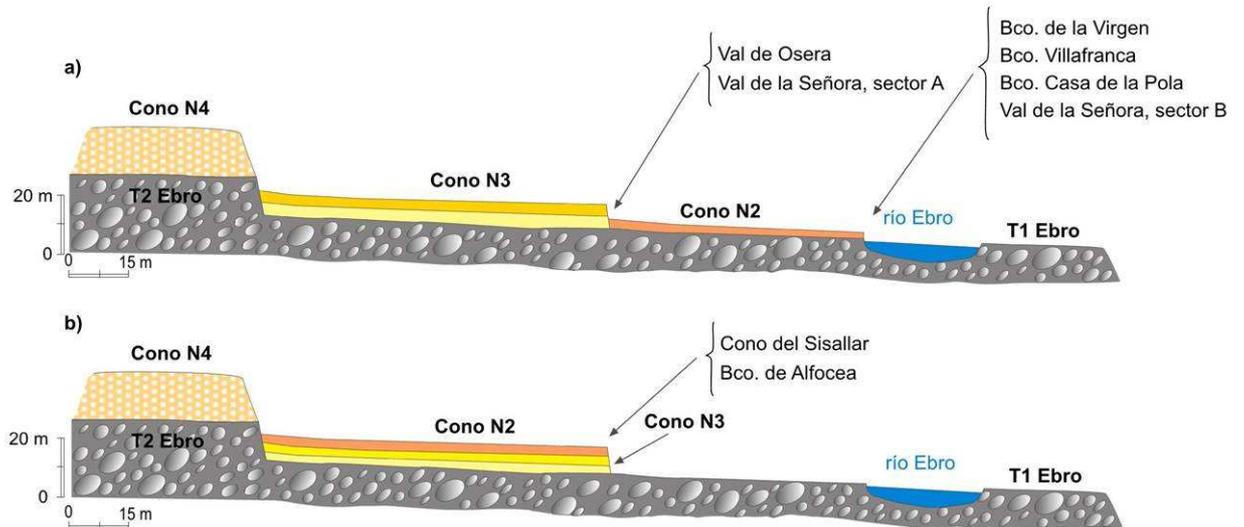


Fig. 57. Perfiles sintéticos de evolución de los conos aluviales de los cursos secundarios.

El nivel más antiguo es el N4 (Fig. 57 a)) de La Puebla de Alfindén, que se apoya sobre la terraza T2 del río Ebro y a su pie, en distintas localidades, puede aparecer el cono que se prolonga desde el nivel N3 de relleno de valle (de edad post-Bronce y post-Romana), quedando colgado unos 8 m sobre el cauce del río Ebro y sin conexión con ninguna terraza fluvial. También se ha formado un cono equivalente al nivel N2 de rellenos de valle, de Edad Medieval/post-Medieval, que alcanza hasta la terraza T1 del río Ebro. Este esquema sintético no se cumple plenamente en todos los barrancos, sino que el cono N4 sólo se conserva en La Puebla de Alfindén y Villafranca, y los otros dos niveles no siempre aparecen juntos en todas las desembocaduras de los barrancos. Así, el cono N3 se localiza en Osera, el Portazgo, Nuez, las Casas, sector A de la Val de la Señora, y Casa de la Pola. Una variante especial (Fig. 57 b)) aparece en los conos del Sisallar y del barranco de

Alfocea, en los cuales el nivel de cono N2 se superpone a los sedimentos de la Edad del Bronce, que forman parte del cono inicial N3, con lo cual se forma un cono único que reúne todas las cronologías de ambos momentos evolutivos.

En consecuencia, como ya se ha indicado en la descripción de los conos de Miranda y de Alfocea, tendríamos dos modelos (Fig. 58) de sedimentación. Por una parte, el primero de ellos, correspondería a una evolución normal escalonada, en que los niveles del fondo de valle se prolongan directamente en sus respectivos conos; en el segundo modelo, se produce un cambio en el cono aluvial con respecto al resto del cauce, colocándose el nivel N2 sobre el nivel N3 tal como hemos indicado anteriormente.

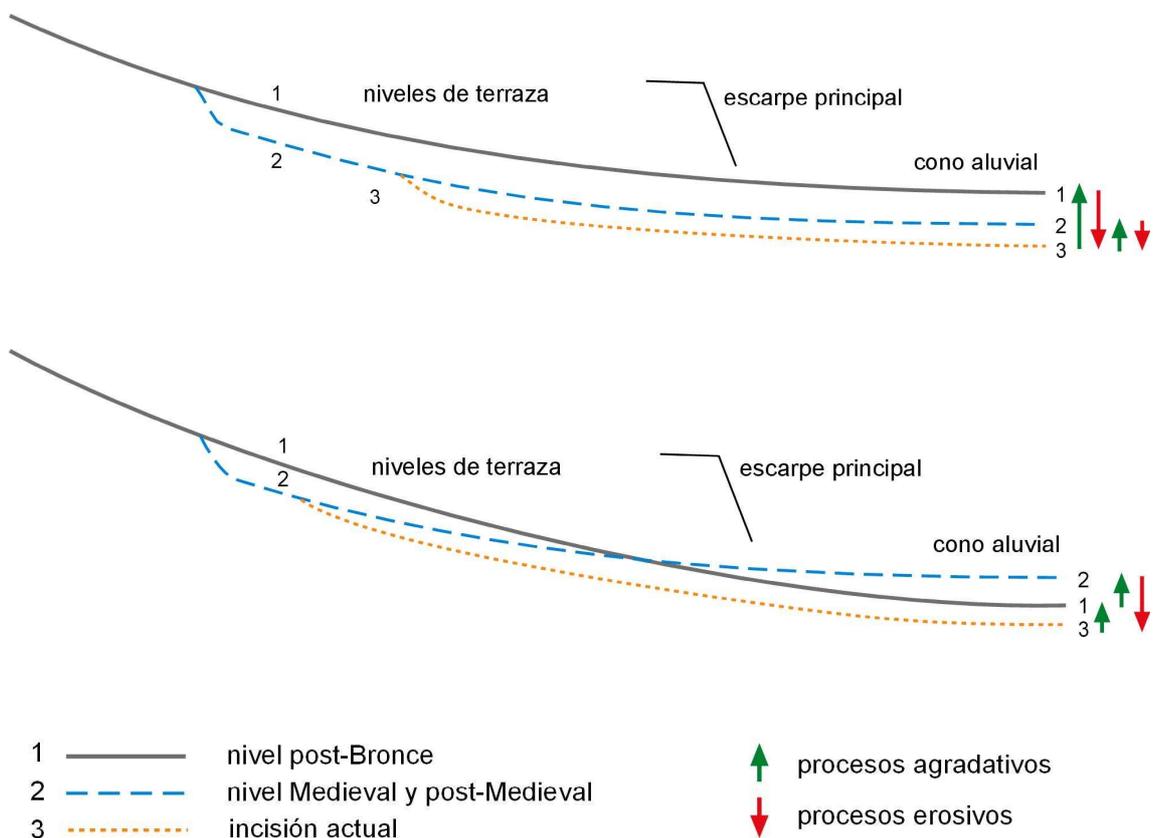


Fig. 58. Modelos de evolución escalonada –arriba- y encajada –abajo- de los conos aluviales de los vales de Miranda y Alfocea y diferenciación de las etapas de agradación e incisión.

- La etapa evolutiva más antigua identificada en el área de estudio corresponde al **nivel N4**, situado en la posición más elevada y del que no disponemos de dataciones absolutas, aunque de forma relativa conocemos su anterioridad a los tramos basales del nivel N3, es decir que es anterior al Epipaleolítico superior/Neolítico y posiblemente, por su posición elevada y su correlación con la terraza T2 del río Ebro, en el sector de La Puebla de Alfindén, sea de edad Holoceno inferior o Pleistoceno superior. Aunque no hay dataciones de dicha terraza, por su correlación con la T2 de su afluente río Cinca (Sancho *et al.*, 2004, 2007 c), podría situarse cronológicamente en el Younger u Older Dryas, lo que encajaría con las edades mencionadas. También la parte basal de la *unidad aluvial* de la Depresión de Leciñena, descrita por Sancho *et al.* (2007 b) y datada en 12600 B.P., parece corresponderse con esta etapa acumulativa. Igualmente, podríamos relacionar este nivel con la Unidad Inferior o MU1 destacada por Muñoz *et al.* (2006) y Sancho *et al.* (2008) en la Bardena Blanca para los tramos intermedios. Jalut *et al.* (2000) y Mayewsky *et al.* (2004) relacionan esta etapa con momentos de aridificación del clima en bajas latitudes.

Es un nivel muy distinto a los restantes, ya que dominan las litologías calcáreas procedentes de la erosión de glaciares pleistocenos y calizas del Mioceno. Esta particularidad también ha sido observada en los niveles antiguos de los barrancos de la Morera y de Las Lenas, afluentes del río Huerva, donde Peña *et al.* (1993, 1996, 2004) diferencian tres etapas (N4, N5, N6), en posición colgada con respecto a los niveles holocenos; también Arauzo y Gutiérrez (1994) citan algunos niveles elevados en las vales del sector de Villafranca-Nuez de Ebro.

- El **nivel principal de relleno**, como en otras áreas estudiadas de la Depresión del Ebro, es el **N3**. De forma generalizada, se admite para este nivel una edad Romana tardía/post-Romana (ver autores citados anteriormente) (Tabla 8). En el área de estudio la mayoría de los

barrancos o vales presentan un gran desarrollo de este nivel a lo largo de su cauce, con alturas sobre el fondo que oscilan entre 4 y 12 m, y en muchos casos se ha ratificado esta misma cronología. Si bien la parte basal puede tener representados niveles más antiguos (Neolítico, Calcolítico), los tramos intermedios se prolongan por la Edad del Bronce y del Hierro, terminando con sedimentación correspondiente a Época Romana tardía. Este tipo de dispositivo es característico, por ejemplo, del cono del Sisallar o del barranco de Miranda (Fig. 59) y es el más generalizado en el valle del Huerva y forma la *unidad coluvial* señalada por Sancho *et al.* (2007 b) en la Depresión de Leciñena.

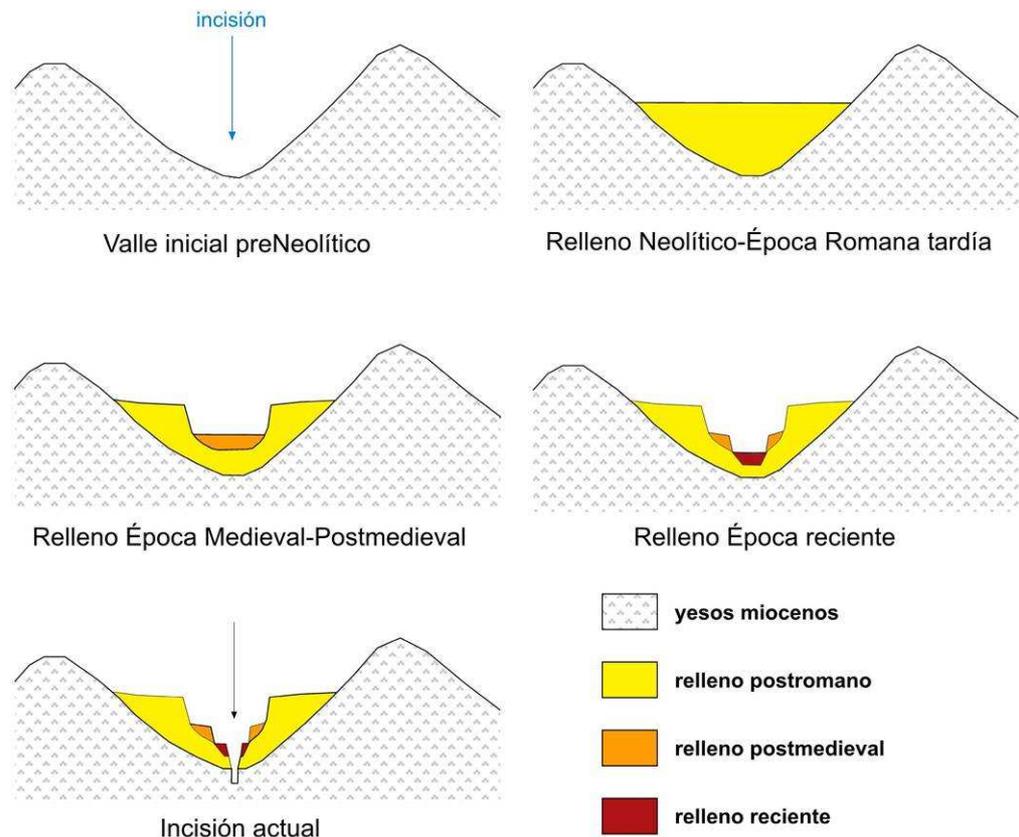


Fig. 59. Modelo general de las etapas de relleno en el sector central del valle del Ebro.

La generalización de esta fase se aprecia también en las Bardenas (Unidad MU2 de Sancho *et al.*, 2008) y está registrada como un momento de cambio brusco climático por Mayewsky *et al.* (2004) y de aumento de la aridez por Jalut *et al.* (2000) y Carrión *et al.* (2001), a partir de estudios polínicos del Mediterráneo occidental y Sur de España. También se correspondería con fases de avenidas importantes reseñadas por Thorndycraft y Benito (2006 a, b). En ambientes del Norte de África, también Faust *et al.* (2004) indican la presencia de un nivel sedimentario correspondiente con esta época, que relaciona con una fase brusca de aridificación, situando el máximo de sedimentación en torno a 3000 B.P. (Tabla 8).

- Sin embargo, en el barranco de la Virgen, el más complejo de los analizados, aparece un **nivel independiente**, en el que las dataciones efectuadas reflejan una acumulación que solamente tiene representada la Edad del Bronce; esta situación aparece en dos de los perfiles efectuados (**Virgen 2** y **Virgen 3**), por lo que no se trata de un hecho puntual, sino que debe ser tenido en cuenta con más trascendencia, tal como se ha indicado en el modelo evolutivo de este barranco. Significaría la existencia de una etapa particularmente intensa de agradación que se situaría completamente en la Edad del Bronce, por lo que debemos considerarlo como una variante especial, que requiere de la existencia de una etapa intermedia de incisión entre las acumulaciones neolíticas-calcolíticas y las de la Edad del Bronce, sin afectar a toda la anchura del valle, ya que en el barranco de la Virgen coexiste esta situación con perfiles del dispositivo habitual que antes hemos definido.
- Los **perfiles efectuados en N3** nos muestran una gran abundancia de materiales yesíferos, junto a un porcentaje menor (5-10%) de cantos de calizas, acompañado de espesores considerables de limos y arenas, aunque mostrando por lo general estructuras de carácter fluvial, que se

hacen más evidentes en algunos de los conos (Sisallar y tramo superior de Alfocea). Por lo habitual, los tramos inferiores están formados por gravas de mayores dimensiones y abundancia, frente al predominio del sedimento fino de los tramos medios y superiores. Todo parece indicar que la mayor parte del sedimento es recogido por estos barrancos en el curso medio y bajo, con gran cantidad de aportes procedentes de las laderas y conos afluentes. Por su espesor, a veces desmesurado, estas acumulaciones parecen reflejar una etapa de intensa erosión de la cuenca, que podría relacionarse con la deforestación antrópica (Tabla 8).

- **La relación del nivel N3 con el río Ebro** es difícil de establecer en el aspecto acumulativo, ya que nunca hemos observado que este nivel enlace o se superponga a los niveles aluviales del Ebro. Los conos que alcanzan a extenderse por la llanura aluvial pertenecen en algunos casos a este nivel holoceno, quedando colgados sobre el río en torno a unos 6 m (cono de Osera, del Portazgo, val del Olmo), por lo que carecen de su terraza correspondiente. Esta particularidad también se ha observado por Peña *et al.* (1996, 2004) al intentar poner en relación niveles del barranco de la Morera con las terrazas del río Huerva, quedando el nivel N3 también desprovisto de conexión con acumulaciones del río principal. El río Ebro, al igual que el Huerva, solamente ha generado erosión lateral sobre dichos conos, adaptándose en muchos casos a su forma de abanico.
- Una **fase de incisión** muy importante se generó con posterioridad al nivel N3, lo que nos situaría en Época post-Romana (Tabla 8). Esta etapa es difícil de relacionar con una génesis concreta, excepto en las áreas de desembocadura directa de los barrancos en el Ebro. Se explicaría en este caso por el avance lateral del río contra el escarpe, lo que haría aumentar la pendiente longitudinal de la val en su tramo final, repercutiendo aguas arriba en forma de erosión remontante, que asimismo se transmitiría a los subafluentes menores de las vales. Sin embargo, no siempre hay incisión o no se localiza en el tramo final, sino

que puede conservarse un fondo N3 en toda su plenitud, como en el barranco de Osera, y aparecer incisiones profundas en sus subafluentes, como el barranco de la Abuela. En estos casos parece tener mayor importancia la circulación subsuperficial y la generación de *piping*, que por hundimiento formaría incisiones muy verticalizadas (*tollos*). No obstante, en términos generales, el relleno del nivel N3 viene a ocupar todavía más del 95% de los rellenos de las vales, por lo que el proceso de desalojo de sedimentos, que tuvo que comenzar en Época post-Romana tardía, no ha tenido tiempo ni mecanismos para efectuarse por completo.

- En las áreas donde la incisión ha progresado, aparece la formación del **nivel N2**, caracterizado por espesores menores de sedimentos aunque mucho más groseros que el nivel N3, con abundancia de bloques y gravas. Sin embargo, este nivel puede aparecer con dos disposiciones completamente diferentes: por una parte, puede ser un nivel independiente, que se conservaría como una terraza escalonada, relleno del espacio producido por la incisión post-N3. Por otra parte, es muy habitual que sea una terraza encajada, cuyo contenido sedimentario se compone de materiales del N3, con un estrecho depósito culminando la acumulación (0,5-1 m), que correspondería verdaderamente al sedimento de N2. Estas dos situaciones pueden ser dominantes en diferentes barrancos o bien coexistir ambas, incluso en el mismo perfil transversal (Fig. 52). En el barranco de la Virgen el nivel N2, excepto en el cono final, sería predominantemente de tipo encajado (Fot. 24), mientras que otros barrancos, como el de Miranda, son claramente escalonados.
- **La edad del nivel N2** tiene que ser necesariamente posterior a la incisión de Época post-Romana que afecta al nivel N3. Esta incisión alcanzaría a cortar el antiguo nivel e incluso el sustrato y posteriormente se rellenaría, en el caso de las terrazas escalonadas, con el material nuevo del N2, sin llegar a un relleno total, ya que este nivel suele quedar a 2-3 m sobre el fondo del cauce. En el caso de las terrazas encajadas,

la incisión sería menor y el valle se ensancharía lateralmente para acoger un fondo de relleno N2 de escaso espesor. Todo ello tiene que realizarse en un periodo de tiempo muy breve, ya que este nivel contiene abundantes cerámicas de Época Musulmana y Cristiana (s. XI-XIII), perteneciendo a Época Medieval/post-Medieval. Como veremos en la descripción de las laderas, en muchos casos existe una conexión entre el escarpe de N3 y la superficie de N2, lo que significa que ambas formas son contemporáneas y reflejan unas condiciones ambientales de estabilidad tanto en las laderas como en el fondo del valle, en donde cesa la incisión temporalmente. Algunos ejemplos de esta época, cuyas cerámicas han aportado datos cronológicos, los encontramos en el ápice colgado del abanico del barranco de la Virgen, el enlace de laderas con el fondo de valle del barranco de Casa de la Pola y del Castillo de Miranda.

Los conos del nivel N2 sólo se conservan parcialmente en el sector Alagón-Juslibol, estando representados en el barranco de Casa de la Pola, en la Val de la Señora, y en los tramos altos de los conos de Alfocea, pero en el sector de La Puebla de Alfindén-Osera todavía se mantiene algún cono depositado sobre la llanura aluvial del Ebro, como por ejemplo el del barranco de las Casas.

El nivel N2 se corresponde con la unidad MU3 de Sancho *et al.* (2008), que podría relacionarse también con el Periodo Cálido Medieval o Pequeño Óptimo del Subatlántico (Tabla 8). Igualmente, Thorndycraft y Benito (2006 a, b) ponen en evidencia el aumento de inundaciones en este mismo periodo.

- El **nivel N1** es reconocible en algunos de los barrancos, quedando a alturas inferiores a 1 m, presentando un buen desarrollo en los barrancos de la Virgen y de Miranda. No tenemos datos cronológicos de este nivel, que ha sido erosionado en muchas de las vales, pero que tiene valor como nivel independiente ya que ha sido identificado también en el valle del Huerva, en donde se le otorga una datación en el s. XVII.

Igualmente, Sancho *et al.* (2007 a, 2008) identifican en las Bardenas Reales una unidad morfosedimentaria reciente (UMR o MU4) que relacionan con paleoavenidas y altos valores de sedimentación durante los siglos XVII-XVIII (Tabla 8). Esta etapa coincidiría con momentos de aridez del Mínimo Maunder (1640-1710 d.C.) señalado por los estudios dendroclimáticos y caracterizado por una alta variabilidad de las precipitaciones y los eventos catastróficos (Saz, 2003) y aparece registrada también por Carrión *et al.* (2001) a nivel polínico, y por Faust *et al.* (2004) y Ballais (1995) en el Norte de África.

- El **nivel N0** aparece bien desarrollado en los barrancos de la Abuela y del Portazgo, llegando a diferenciarse dos subniveles N0a, N0b separados por un pequeño escarpe y afectados ambos por la incisión actual. Este nivel se reconoce bastante bien por la presencia de tamarix, que nos señalan dos etapas acumulativas muy recientes. Saz *et al.* (2004) definen muy bien este nivel en la val de la Morera (río Huerva) a partir del crecimiento de estos árboles, utilizándolo como elemento cronológico. En nuestra zona de estudio se ha intentado efectuar trabajos similares en el barranco de Miranda, aunque no se encontraron ejemplares adecuados para ello.
- Finalmente nos queda comentar las especiales características de los **valles colgados** en ambos sectores del escarpe. En el relleno de uno de ellos se han localizado cerámicas de Época Romana y en otro cerca de Alfocea, una cerámica de la Edad del Bronce. Estas edades nos muestran la gran velocidad, al menos localmente, del retroceso del escarpe en Época Histórica. Por la presencia de materiales medievales en los tramos superiores del cono de Alfocea, que también habría retrocedido en Época post-Medieval, seguramente el gran momento de activación importante de estos retrocesos se haya producido en los últimos 500 años.

Tabla 8. Resumen esquemático de las diferentes etapas culturales y climáticas del Holoceno y su relación con los procesos geomorfológicos del área de estudio. Elaborado a partir de Lamb, 1977; Leroi-Gourhan *et al.*, 1978; Peña et al, 2004, 2005.

		Etapa climática	Etapa cultural	Caract. Clima	Procesos geomorfológicos	Etapas relleno vales				
HOLOCENO	TARDIGLACIAR	HOLOCENO INFERIOR	OLDER DRYAS 12000-11700 B. P.	Paleolítico superior	Fase fría					
			ALLEROD 11700-11000 B. P.	Epipaleolítico	Fase cálida					
			YOUNGER DRYAS 11000-10000 B. P.		Fase fría					
			BOREAL 10000-8000 B. P.		Fase templada/ húmeda	Acumulación en valles	INICIO DEFORESTACIÓN	sedimentación continuada		
	ATLÁNTICO 8000-5000 B. P.	Neolítico	<i>Óptimo climático Atlántico Cálida/ seca</i>	Acumulación en valles						
	POSTGLACIAR	HOLOCENO SUPERIOR	SUBBOREAL 5000-2500 B. P.	Calcolítico 5000-3800 B. P.	Templada/húmeda	Regularización de laderas PostBronce- Hierro (valle del Huerva).	MÁXIMA ACUMULACIÓN EN VALLES			
				Bronce 3800-2700 B. P.			FASE DE ESTABILIDAD			
				Hierro 2700-2500 B.P.	<i>Fase fría Edad del Hierro</i>		FIN COLMATACIÓN N3 (s. V d.C.)			
			SUBATLÁNTICO 2500 B. P.- 0	Ibérica 2500-2200 B. P	Fase cálida y seca	Fase cálida	Acumulación en valles Incisión en laderas		INCISIÓN (s. V-IX)	
				Romana 2200 B. P.-IV d.C.		<i>Pequeño Óptimo medieval o subatlántico</i>	Regularización de laderas Acumulación en valles		COLMATACIÓN NIVEL N2	
				Medieval s.V-s.XV d. C. Musulmán s. VIII-XII d. C. Cristiana s.XIII-s.XV d. C.					<i>P. E. H.</i> s. XVI-1/2s.XIX	Incisión en valles Postmedieval
	Moderna	COLMATACIÓN NIVEL N1								
	Actual	Fase cálida actual	Incisión en valles actual	N0 E INCISIÓN						

3.2. Procesos y formas de ladera

El escarpe de yesos, debido a su fuerte pendiente es un lugar propicio para el desarrollo de numerosos procesos de ladera, en los que la acción de la gravedad se combina con otros procesos favorecidos por la composición interna del sustrato, por la acción del clima y por la presencia activa del río Ebro circulando a su pie.

En este apartado vamos a describir los principales procesos y formas de ladera que hemos ido registrando a lo largo de todo el escarpe entre Alagón y Osera (Fig. 60), con múltiples variantes en función de la interacción de los factores anteriormente señalados.

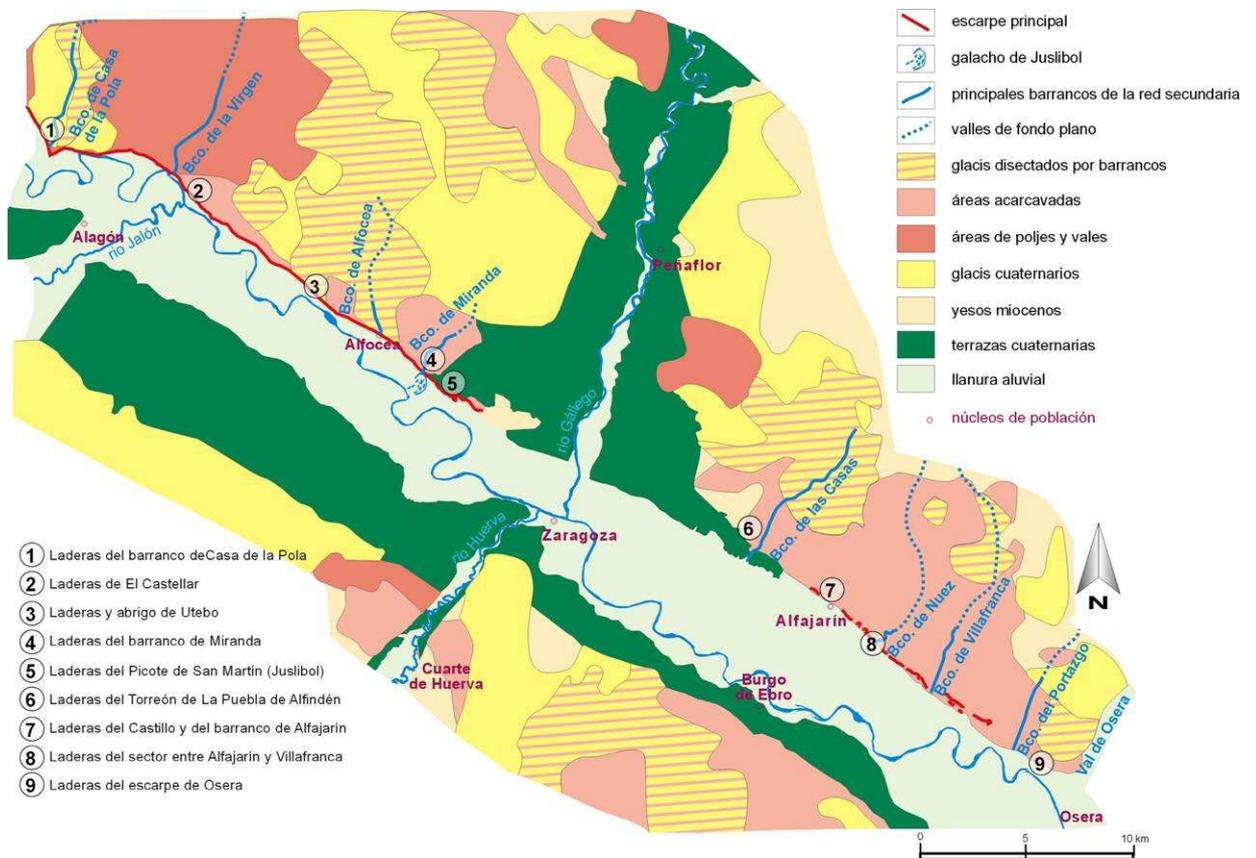


Fig. 60. Mapa geomorfológico simplificado del área de estudio, con la situación de los dos sectores del escarpe y las laderas analizadas.

Para ello, usaremos las clasificaciones clásicas de laderas, que en algunos casos alcanzan una gran complejidad y en muy pocas ocasiones han permitido

obtener dataciones absolutas, sino solamente información cronológica relativa. Aunque no es un objetivo de este trabajo el estudio de los procesos actuales, sin embargo haremos una introducción a los mismos ya que servirán como referencia para explicar dinámicas similares producidas durante el resto del Holoceno y que se conservan a nivel fósil.

Los movimientos de ladera han sido objeto de diversas clasificaciones, que se han llevado a cabo tomando en consideración cuestiones como el tipo de movimiento, su magnitud, velocidad y geometría o los materiales a los que afecta. La diversidad de factores que se deben tener en cuenta, unida a la complejidad que suelen entrañar los procesos de ladera, dificultan considerablemente su tipificación. No obstante, es muy útil obtener una clasificación sencilla para facilitar la completa y correcta descripción de estos fenómenos de cara a un estudio detallado.

El origen del escarpe principal que aparece de manera continuada desde Alagón hasta la confluencia de los ríos Gállego y Ebro, parece ser meramente erosivo (Peña, 1996). No obstante, su forma abrupta llegó a ser interpretada como un accidente tectónico por algunos autores, haciendo referencia a su relativa linealidad. Ésta es consecuencia de los procesos de ladera que se desarrollan en este relieve, propiciados por la humectación basal de los yesos y arcillas y por la existencia de fisuras de descompresión lateral paralelas al escarpe, que se ven acentuadas por procesos de *piping*. Tales procesos son activados por la acción erosiva de los meandros del río Ebro, en su continuo desplazamiento y cambio de posición a lo largo del tiempo; de este aspecto somos poco conscientes en la actualidad ya que sus crecidas están altamente controladas por embalses, por lo que la actividad lateral de los meandros ha disminuido de forma casi total.

En el sector comprendido entre Alagón y Juslibol destacan los desplomes de bloques y paneles de yeso, así como los deslizamientos en masa de tipo rotacional (Ibáñez y Mensua, 1976; Pellicer *et al.*, 1985), mientras que en el sector de Alfajarín, la mayoría de estos procesos están inactivos, exceptuando algunas zonas donde ha habido reactivaciones recientes (Gutiérrez-Santolalla

et al., 1993, 1994). Todos estos procesos morfogenéticos, así como los sucesivos colapsos kársticos que desvirtúan la linealidad de este relieve, explican su evolución reciente (Peña, 1996), además con edades que nos sitúan en el Holoceno superior en todos los casos. La funcionalidad de esta karstificación, tanto en el escarpe como en la llanura aluvial del Ebro (Gutiérrez-Santolalla *et al.*, 2005 a, b) puede incluso haber guiado parte del comportamiento del río principal en relación con la evolución del escarpe.

Entre Alfocea y Juslibol, en la parte cimera de este relieve abrupto se conservan pequeños retazos de la terraza T5 del Ebro (Soriano, 1990) en forma de lomas o plataformas estrechas. Su altura oscila entre los 60 y los 100 m respecto del cauce actual, por lo que constituyen los relieves más elevados de ese sector. La irregularidad de su superficie es consecuencia de los procesos de disolución que han afectado a los yesos sobre los que se asienta, dando lugar a formas de karst aluvial. En otros tramos, como entre Alagón y Alfocea y en el sector oriental, entre La Puebla de Alfindén y Osera, los glaciares cuaternarios son los que ocupan las posiciones más altas, aunque siempre relativamente alejados del escarpe principal.

Por otra parte, en la base del escarpe aparecen puntualmente conos de deyección generados por pequeños barrancos incididos en el escarpe a causa del gran desnivel existente, que supone una brusca ruptura de pendiente en el tramo bajo de su perfil longitudinal. Incluso, como ya hemos indicado, algunos de estos valles quedan colgados debido al rápido retroceso del escarpe. Tan solo los barrancos principales cuyas acumulaciones holocenas ya hemos descrito son capaces de disectar este relieve yesífero.

3.2.1. Tipología de laderas

El escarpe principal de yesos en el sector comprendido entre las localidades de Alagón y Osera constituye un relieve propicio para la activación o reactivación de diferentes procesos de ladera, ya que en él confluyen varios factores favorables, que son los siguientes:

- La **elevada pendiente** que presenta el escarpe en gran parte de su longitud, con valores próximos a los 90°, o incluso extraplomado, allí donde dominan las formaciones yesíferas, mientras que en los puntos donde aparece la T5 del Ebro las pendientes se suavizan, fundamentalmente en el tercio superior del escarpe.
- La **fisuración vertical** de los yesos, provocada por descompresión lateral y acentuada por los procesos de disolución, que aprovechan los planos abiertos de debilidad, propicia la separación de grandes paquetes frontales y la puesta en marcha de movimientos en masa (Fot. 95).



Fot. 95. Ejemplo de fisuración vertical por descompresión lateral en las proximidades del Castillo de Miranda.

- La **socavación basal** allí donde el río Ebro discurre pegado al escarpe también favorece la puesta en funcionamiento de movimientos en masa, al acentuar la pendiente basal y acelerar aún más los procesos iniciados por la fisuración.
- Los **procesos de alteración** de los yesos, en especial la disolución, generan galerías internas (*piping*) por las que circula el agua y amplían

las fisuras de descompresión, potenciando así la erosión en este tipo de sustrato (Fot. 96).



Fot. 96. Ejemplo del proceso de *piping* en los yesos.

- Las **condiciones climáticas** que afectan al área de estudio pueden potenciar o ralentizar el funcionamiento de las laderas, así como condicionar el tipo de proceso que tiene lugar. A modo de ejemplo, en periodos de clima seco, dominan los movimientos de ladera debidos a la acción de la gravedad, mientras que bajo condiciones climáticas más húmedas, al incrementarse el contenido de agua en los yesos y arcillas intercaladas, es más habitual que tengan lugar deslizamientos de tipo rotacional.
- La **escasa protección bioedáfica** que presentan los yesos hoy en día, a causa de la combinación entre un clima de tipo semiárido y unas actividades humanas que degradan la cobertera vegetal y edáfica –por pastoreo fundamentalmente-. Esto favorece la erosión por escorrentía

superficial y sub-superficial (*piping*), al instalarse sobre los yesos una densa red de barrancos que drenan hacia el Ebro, depositando al pie del escarpe conos de derrubios, lo que nos lleva a pensar que condiciones climáticas similares a las actuales fueron las que hicieron funcionar los conos antiguos. Esta actividad es máxima con lluvias de alta intensidad debidas a las tormentas características del clima mediterráneo continentalizado.

Varios autores han elaborado clasificaciones de movimientos de ladera (Colas y Pilot (1976), Varnes (1978), Clark y Small (1982), Corominas (1989), Cruden y Varnes (1996) entre otros), por lo que poco a poco se ha ido alcanzando un consenso en lo referente a la diferenciación de tipologías, tomando como punto de partida los mecanismos que desencadenan la ruptura del talud. Basándonos en estos autores hemos identificado y explicado los procesos de ladera reconocidos en los diferentes sectores del área de estudio, tanto los funcionales como los heredados de otros momentos del Holoceno.

En el escarpe de Alagón-Osera ha sido posible diferenciar varios sectores en los que predominan unos determinados procesos y formas de ladera:

- Entre Alagón y Alfocea abundan los desprendimientos, así como deslizamientos rotacionales amplios que generan un doble escarpe. Aparecen también algunos *talus flatirons*, la mayoría de ellos antiguos, como restos de anteriores regularizaciones. Una clasificación de los procesos funcionales fue establecida por Pellicer *et al.* (1984) en este sector del escarpe.
- Entre Alfocea y el galacho de Juslibol, se combinan los desprendimientos y los deslizamientos de ladera, aunque el escarpe se mantiene con una buena linealidad y sólo se forman algunas acumulaciones basales formadas por pequeños conos aluviales, que actúan de contrafuerte, ralentizando la evolución del escarpe.
- Ya en el galacho de Juslibol, lo que dominan son los deslizamientos rotacionales funcionales, a causa de la humectación basal de los yesos

generada por el agua del río, que ha discurrido por esta zona hasta hace pocos años y que penetra en el brazo abandonado en momentos de crecida.

- Entre el galacho y el pueblo de Juslibol vuelven a ser los desprendimientos por gravedad los procesos de ladera dominantes, así como la movilización de materiales rodados procedentes de la erosión de la terraza superior, que forman conos aluviales.
- Entre Juslibol y La Puebla de Alfindén, las terrazas fluviales del río Gállego y su lecho funcional ocupan este espacio, desapareciendo el escarpe.
- Entre Alfajarín y Villafranca, el río Ebro ocupa una posición muy alejada del escarpe, por lo que la funcionalidad actual es muy pequeña, conservándose paleoladeras, que únicamente se ponen en movimiento cuando existe una activación antrópica que afecta a los conos de derrubios basales. En este sector ya fue propuesta una clasificación de laderas por Frutos (1968) e Ibáñez y Mensua (1976).
- Finalmente, entre Villafranca y Osera, el río vuelve a colocarse muy cercano al escarpe y reaparecen los deslizamientos.

A lo largo del escarpe de yesos, se han llegado a diferenciar los **tipos de laderas** que se explican a continuación:

1) Escarpe verticalizado sin acumulación de sedimentos en su base.

Cuando el río discurre pegado a la base del escarpe desaloja los sedimentos allí acumulados, dando lugar a una pared vertical afectada por grietas de descompresión y socavación basal, que con su evolución darán paso a la mayoría de los demás tipos de ladera reconocidos en el área de estudio (Fot. 97 y Fig. 61).

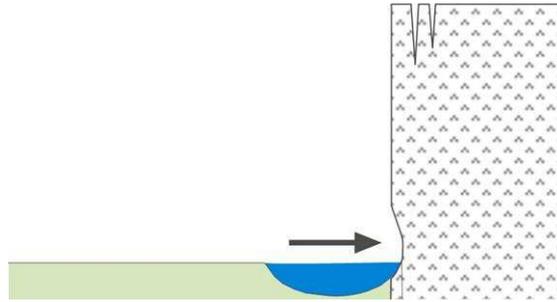


Fig. 61. Esquema de escarpe verticalizado.



Fot. 97. Escarpe verticalizado en las proximidades del galacho de Juslibol.

2) Escarpe afectado por desprendimientos (*rock falls*).

La progresión de las fisuras de descompresión que afectan al escarpe principal propicia que grandes bloques de yesos se movilicen por efecto de la gravedad, acumulándose al pie de este relieve (Fot. 98 y Fig. 62). De este modo, se genera un talud abrupto –con alrededor de 30° de pendiente-. En el caso de ser

una acumulación antigua, presenta un aspecto más suavizado, pues los huecos comprendidos entre los grandes bloques aparecen rellenos de sedimentos, mientras que los desprendimientos más recientes tienen una apariencia más caótica. La incisión de barrancos en estas acumulaciones puede dar lugar a los llamados *talus flatirons* o laderas tripartitas. El río Ebro se encontraría con una barrera que ejerce de contrafuerte, por lo que durante un tiempo el escarpe podría permanecer estabilizado.

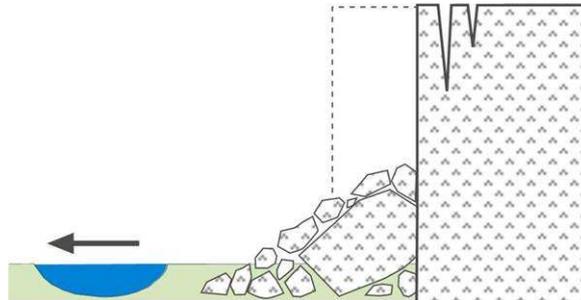
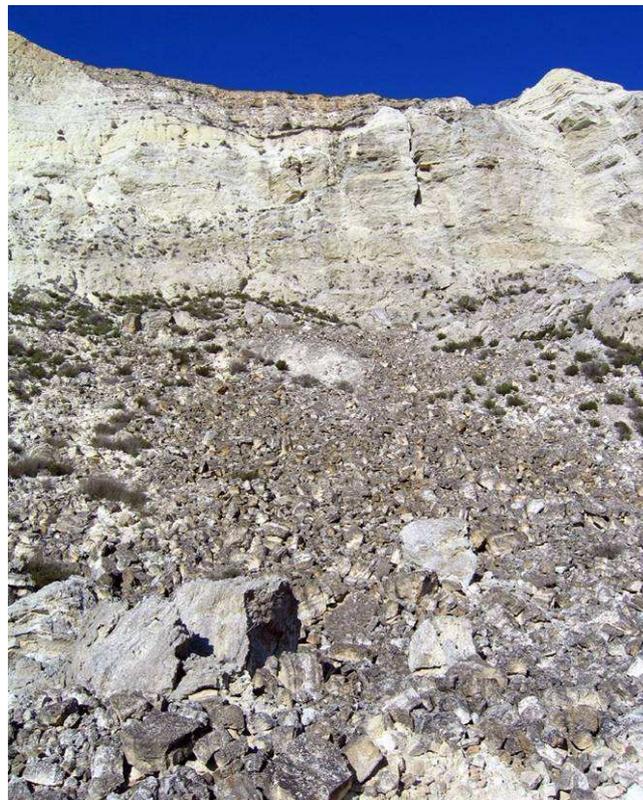


Fig. 62. Esquema de escarpe con desprendimientos.



Fot. 98. Desprendimientos en el escarpe del sector comprendido entre Alagón y Alfocea.

3) Escarpe afectado por combinación de desprendimientos y arrastre de derrubios.

Son escarpes similares a los anteriores, en los que la gravedad y la preparación de la roca ejercen un papel decisivo, pero su desalojo y caída hacia la parte basal se ve potenciada por la esorrentía de barrancos no encajados en el escarpe. El resultado es un cono de derrubios con mejor clasificación que en los desprendimientos normales (Fot. 99 y Fig. 63).

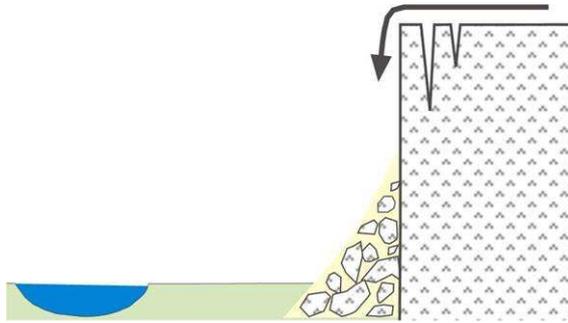
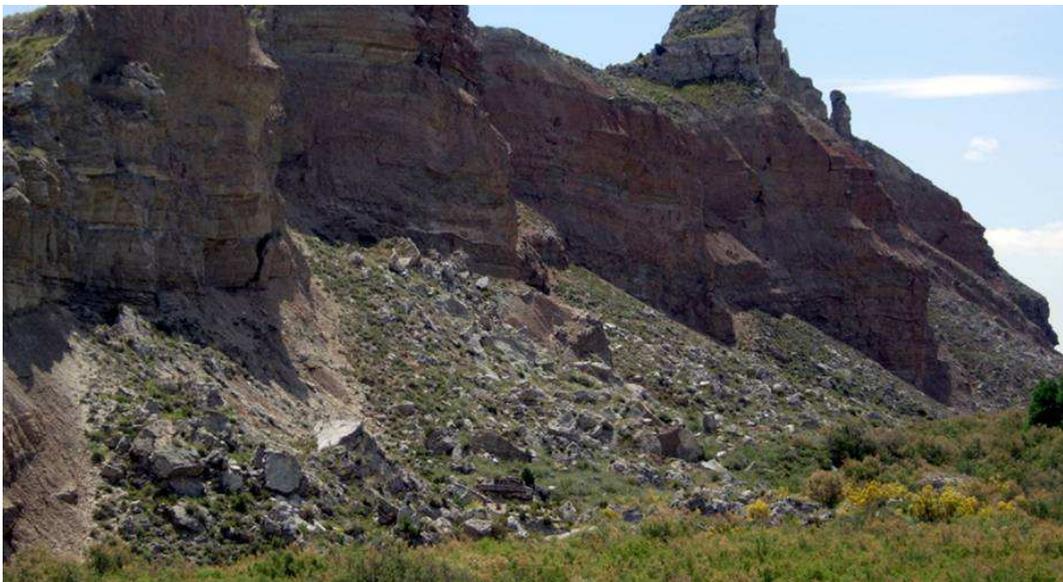


Fig. 63. Esquema de escarpe con desprendimientos y cono de derrubios.



Fot. 99. Escarpe con desprendimientos y derrubios de ladera al pie del castillo de El Castellar (Torres de Berrellén).

4) Escarpe con volcaduras (*rock topples*).

Con una apariencia muy similar a la resultante de los desprendimientos, la volcadura se produce cuando el bloque pivota en su base al caer por gravedad, experimentando una rotación hacia el exterior. Se ve favorecido por la fisuración vertical y por los procesos de *piping* (Fot. 100 y Fig. 64).

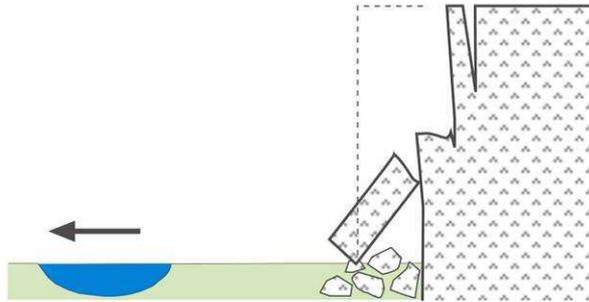


Fig. 64. Esquema de escarpe con volcadura.



Fot. 100. Laderas con desprendimientos y vuelcos al pie del castillo de El Castellar (izq.) y en la zona de Alfajarín (dcha.).

5) Escarpe con monolitos aislados.

La ampliación de las fisuras de descompresión puede llevar a la individualización de bloques monolíticos, que van quedando aislados del escarpe debido a la erosión (Fot. 101 y Fig. 65). Estos monolitos pueden evolucionar por procesos de volcadura o por deslizamientos rotacionales.

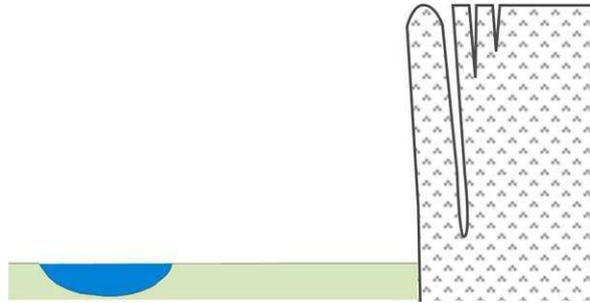


Fig. 65. Esquema de escarpe con monolitos.



Fot. 101. Escarpe con monolitos en el sector comprendido entre Alfajarín y Nuez de Ebro (izq.) y frente a la localidad de Alagón (dcha.).

6) Escarpe extraplomado.

Es probable que se trate de una etapa intermedia entre el escarpe verticalizado y el escarpe con volcaduras. En este caso, la existencia de una cornisa sobresaliente en la parte superior puede generar, ayudado por el transporte del agua de escorrentía, pequeñas acumulaciones de bloques que se sitúan a unos 5-10 m de la base del escarpe, dejando así un pequeño espacio deprimido intermedio (Fot. 102 y Fig. 66). Al igual que en los tres casos anteriores, la presencia de estas acumulaciones permite retardar durante cierto tiempo la progresión del retroceso del escarpe, al actuar como una primera línea defensiva frente a la acción de descalce del río.

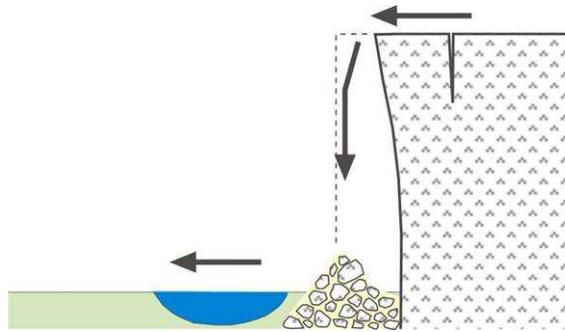


Fig. 66. Esquema de escarpe extraplomado.



Fot. 102. Escarpe extraplomado en el sector próximo al galacho de Juslibol.

7) Escarpe con deslizamientos rotacionales (*rotational slumps o rotational slips*).

Los bloques de yeso se desplazan siguiendo un plano de deslizamiento curvo, bien de manera individualizada o bien de un modo más complejo, dando lugar a un escalonamiento de bloques desplazados (deslizamientos múltiples o sucesivos) (Fot. 103 y Fig. 67). Estos deslizamientos se ven favorecidos por la humectación en el interior de las fisuras, generándose un desplazamiento de bloques, que pueden dar lugar a dos o más escalones. Las depresiones intermedias pueden ser rellenadas posteriormente por conos o derrubios de gravedad procedentes del escarpe principal. Los ámbitos más favorables para estos deslizamientos se encuentran en sectores en que niveles de arcillas se intercalan entre los yesos.

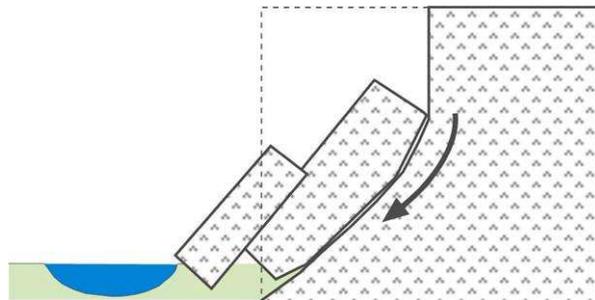


Fig. 67. Esquema de escarpe con deslizamientos.



Fot. 103. Deslizamiento rotacional junto al galacho de Juslibol.

8) Escarpe con laderas regularizadas

Los procesos de soliflucción, dadas las características ambientales del área de estudio, son muy escasos. Las zonas con mayor humedad son habitualmente las laderas orientadas al Norte y Noroeste, por la mayor retención de humedad frente a las laderas de solana, más afectadas por la insolación. Esta disimetría queda patente en muchos sectores de los valles que cortan el escarpe, pero prácticamente son inexistentes en el frente del escarpe propiamente dicho, excepto en el sector de Alfajarín, donde la mayor inactividad de la dinámica geomorfológica ha permitido la conservación de laderas de este tipo entre bloques de antiguos deslizamientos, siendo formas heredadas de otros momentos de clima favorable para la regularización. La acumulación que conforma esta regularización está generada por procesos de soliflucción y *creep*, con presencia de una cierta cubierta vegetal (Fot. 104 y Fig. 68). La abundancia de materiales finos es aprovechada por el agua de escorrentía para producir incisiones con facilidad, especialmente cuando la cubierta vegetal se ve afectada por el sobrepastoreo, de manera que suelen ser laderas muy residuales.

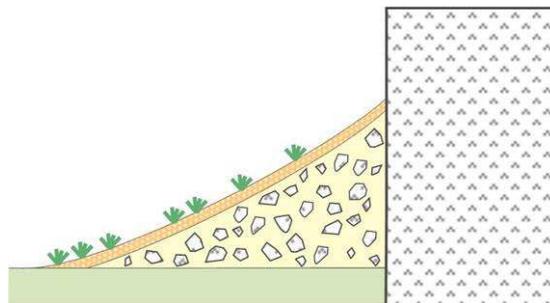


Fig. 68. Esquema de escarpe con laderas regularizadas.



Fot. 104. Ladera regularizada en el pie del castillo de Pola.

9) Escarpe con banquetas escalonadas

Es una derivación del tipo de escarpe por deslizamiento rotacional, en el que varios bloques se han desplazado, rellenándose los espacios intermedios entre los elementos que forman el cuerpo del deslizamiento múltiple original (Fot. 105 y Fig. 69). Estas morfologías son características del sector de Osera y fueron definidas por Frutos (1968) y Mensua e Ibáñez (1976). El relleno interno está formado por materiales procedentes del escarpe principal, normalmente depósitos de ladera o pequeños conos aluviales. Esta morfología es propia de etapas antiguas, en zonas donde el río Ebro no ha renovado su escarpe durante largo tiempo.

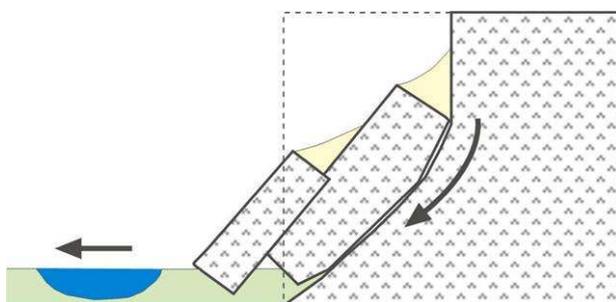


Fig. 69. Esquema con escarpe en banquetas escalonadas.



Fot. 105. Relleno entre los bloques desplazados que dan lugar a un escarpe en banquetas en las proximidades de Osera.

La mayor o menor funcionalidad de los procesos de ladera está relacionada con la posición que ocupa el río en la llanura aluvial. Así, la proximidad del río al escarpe favorece la vuelta de éste a su situación inicial, es decir, que propicia su desestabilización al desalojar los sedimentos acumulados en su base. Por este motivo se reactivan los procesos de ladera, en busca de una nueva situación de equilibrio. La socavación basal da lugar a desprendimientos y deslizamientos que provocan el desplazamiento del curso de agua al ser ocupado su cauce por bloques y masas de sedimentos que protegen el pie de este relieve. El alejamiento del río permite que se formen de nuevo conos de deyección –de fuerte pendiente- o conos aluviales –más amplios y de menor pendiente- en momentos en que la escorrentía superficial circula por valles colgados o por la pared del escarpe.

La funcionalidad actual de los distintos tipos de ladera genera la existencia de una peligrosidad manifiesta (Fot. 106) en numerosas zonas, especialmente por desprendimientos y deslizamientos, de tal manera que esta intensa actividad es la que proporciona y mantiene la fuerte pendiente del escarpe y dificulta notablemente las comunicaciones, especialmente en el sector Alagón-Juslibol, en donde no sólo las vías de comunicación sino las construcciones

pertenecientes a Época Medieval se han visto afectadas de forma notable, hasta el punto de llegar a su abandono total, como ocurre en los diferentes castillos que jalonan las zonas altas del escarpe (Fot. 107).



Fot. 106. Señal de peligro de desprendimientos en Alfocea.



Fot. 107. Vista aérea del galacho de Juslibol al pie del escarpe del castillo de Miranda.

3.2.2. Los registros sedimentarios holocenos de laderas

La intensa erosión que ha afectado de forma continuada al escarpe de yesos a través de los diferentes tipos de procesos descritos, la mayoría de ellos en plena funcionalidad, no ha permitido apenas la conservación de acumulaciones de vertiente antiguas, que podrían ofrecer una mejor información paleoclimática sobre el desarrollo evolutivo holoceno.

Las diferentes tipologías de ladera que hemos clasificado como dominantes en el escarpe no ofrecen información cronológica ni paleoambiental sino que obedecen principalmente a procesos más relacionados con la actividad fluvial y la acción de la gravedad. Solamente las laderas regularizadas pueden ser aprovechadas para intentar aproximarse a etapas favorables para estos procesos y que tienen un valor indicativo paleoclimático. Por ello, se han seleccionado únicamente este tipo, que como ya hemos indicado, son frecuentes en el entorno de antiguos núcleos habitados, para aprovechar la información cronológica que pueden aportar.

Describiremos los principales registros sedimentarios de ladera de edad holocena que hemos detectado en el área de estudio, siguiendo el escarpe de Noroeste a Sureste, desde Alagón hasta Osera y sintetizaremos finalmente los datos aportados por todo el conjunto de laderas. Entre las laderas descritas podemos diferenciar tres formas de registro: por una parte, laderas regularizadas sin limitaciones basales, por otra, laderas que sirven de enlace entre niveles de relleno de valle y, finalmente, laderas rellenando fosos defensivos medievales.

3.2.2.1. Laderas del Castillo de Pola.

El castillo de Pola o Pla está situado justamente en el límite noroccidental de nuestro trabajo, en la confluencia del barranco de Casa de la Pola con el Ebro (Fot. 108 y punto 1 de la Fig. 60). Está emplazado en la parte alta del escarpe, cuando gira en dirección a Remolinos, comenzando a separarse del río Ebro. El castillo es de Época Musulmana (www.castillosdearagon.net), construido con argamasa y cantos de yeso y a su pie existía un núcleo de población, del que

quedan restos de muros. Del castillo se conserva el aljibe y algunas estructuras, así como restos de una iglesia, cuya cronología estaría en torno al s. XII.



Fot. 108. Imagen de Google Earth del castillo –recuadro- y detalles de la ladera occidental (Fot. sup.) de la composición de la ladera regularizada que desciende hacia el barranco de Casa de la Pola –círculo-.

Al pie del escarpe de yesos y de la muralla del castillo se ha modelado una ladera regularizada, que va cayendo hacia el barranco de Casa de la Pola y hacia el cono del mismo. En el primero de los lugares, la regularización ha sido incidida por la red de barrancos que fluyen hacia el torrente principal, permitiendo observar algunos cortes, en los que se aprecia la composición de la ladera. Hay una gran abundancia de materiales finos que engloban restos

constructivos del castillo, así como niveles con cenizas, carbones y una gran abundancia de cerámicas de Época Musulmana (Fot. 109).



Fot. 109. Corte de la ladera del Castillo de Pola, con abundantes restos de cerámicas.



Fot. 110. Laderas colgadas, restos de antiguas regularizaciones, al pie del Castillo de Pola.

En el sector occidental, puede observarse la disposición colgada en la que quedan las laderas del pie del castillo (Fot. 110); ello es debido a que su nivel de base en el momento de su elaboración no era el actual, sino que se correspondería con el equivalente al nivel N2 de relleno de valle. También la ladera anteriormente descrita queda colgada con respecto al barranco de Casa de la Pola. En ambos casos, por las cerámicas observadas en los cortes,

podemos situar la elaboración de estas laderas en Época Medieval/post-Medieval, de manera que por su cronología podríamos asignarle la denominación de S2, correlacionable en edad con el relleno N2.

3.2.2.2. Laderas de El Castellar

Sobre los yesos de la margen izquierda del Ebro se encuentran las ruinas de una antigua fortificación cuyo origen parece situarse en el s. XI (Fig. 70), construido por Sancho Ramírez en lo alto del acantilado de yesos frente a la confluencia con el río Jalón (Guitart, 1976) (punto 2 de la Fig. 60), si bien se supone la existencia de un fortín o castellar previo del que se desconoce su antigüedad (Gascón, 2007). Alfonso I fundó allí una población que se llamó Supra Cesaraugusta. Se trataba de una construcción muy extensa y que tuvo una gran importancia hasta el s. XV, en que solamente quedaron unas pocas casas y la ermita de Nuestra Señora del Rosario.

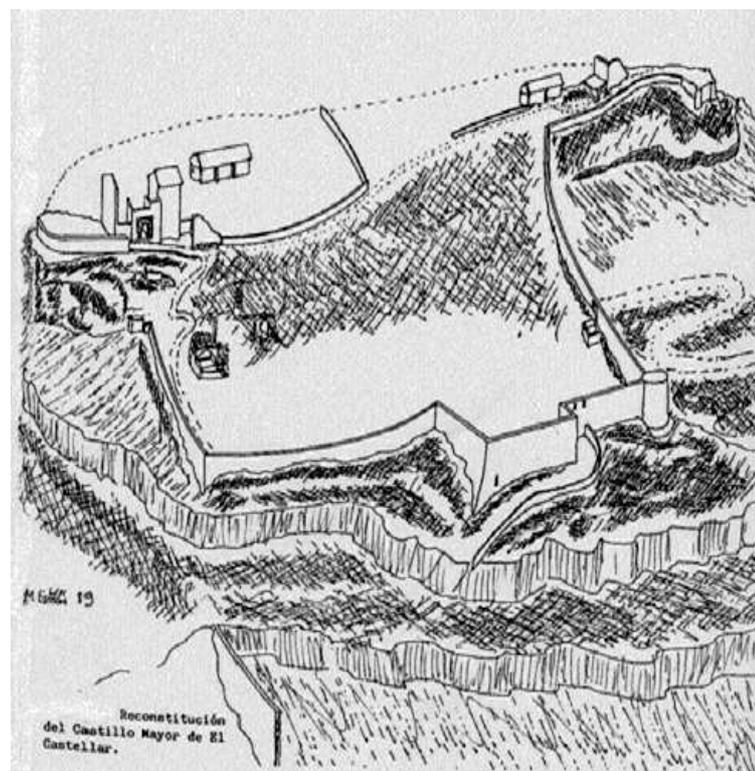


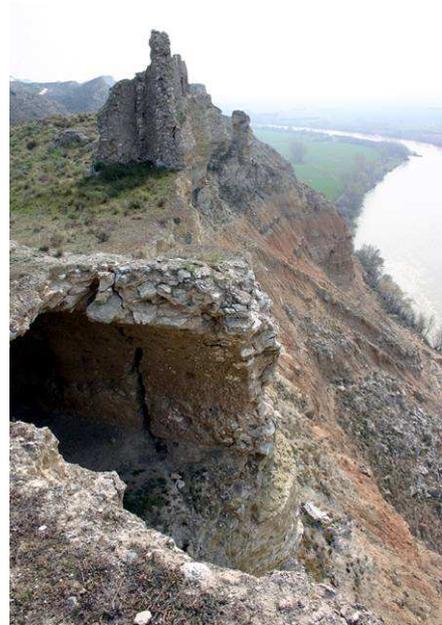
Fig. 70. Reconstrucción aproximada de la fortificación de El Castellar (www.castillosdearagon.com).

En lo alto del abrupto cortado tan sólo se conservan algunos restos de las diversas construcciones que allí se levantaron en época medieval, como es un pequeño retazo de uno de los muros del palacio de El Castellar. En él se conserva un arco de medio punto, formado por ladrillos, que constituía la puerta de acceso por su sector nororiental (Fot. 111), así como algunos restos de los muros adyacentes interiores.

Junto a ellos también se conserva parcialmente la popularmente conocida como *Cueva de Doña Urraca* (Fot 112). Se trata de un habitáculo abovedado y de planta rectangular, de unos 6 m². La ausencia de su pared meridional, ya desaparecida por la dinámica del escarpe, permite asomarse a la llanura aluvial del Ebro.



Fot. 111. Arco de la puerta de acceso al palacio medieval de El Castellar. Al otro lado, se encuentra inmediatamente el cortado a cuyo pie discurre el río Ebro.



Fot. 112. Restos del palacio medieval y la *cueva de Doña Urraca* asomados al escarpe sobre el río Ebro.

Más hacia el Sureste se localizaba la antigua ermita de Nuestra Señora del Rosario, que fue víctima de un impresionante desplome del escarpe principal en el año 1840, que la arrastró con todo su contenido al fondo del valle. Años más tarde, la imagen de la Virgen de El Castellar fue recuperada, según la

tradición, de entre las aguas y colocada en la nueva ermita, construida en la primera mitad del s. XIX.



Fot. 113. Escarpe de El Castellar y restos de la regularización al pie del castillo.

Al pie del escarpe principal se encuentran unas acumulaciones de ladera parcialmente regularizadas, cubiertas de vegetación y sobre las que aparecen bloques de yeso caídos por gravedad (Fot. 113). En ellas, además, se han incidido ya dos barrancos que han dado lugar a su correspondiente cono aluvial (Fig. 13).

En la base de las ruinas del castillo aparecen los restos de una ladera muy erosionada, que contiene una gran cantidad de fragmentos de cerámicas de Época Medieval, con restos óseos y capas de cenizas, (Fot. 114 y 115). Se trata de una ladera regularizada, de características morfológicas similares a las descritas en las laderas del castillo de Pola y que como veremos más adelante tienen un significado paleoclimático muy concreto, ya que las condiciones ambientales necesarias para su configuración no son precisamente las actuales, sino momentos de mayor humedad en las laderas. Hoy en día, éstas

aparecen parcialmente desmanteladas por la acción del río Ebro, que en este punto discurre al pie del escarpe yesífero manteniendo viva su dinámica (Fot. 113). Por este motivo sólo se conservan los restos de esta acumulación con orientación Noreste, que enlazarían con algún relieve más elevado topográficamente ubicado más hacia el Suroeste, en un área ya erosionada por el río en la actualidad.

Si se toma en consideración que el arco de entrada al recinto amurallado que aún se conserva asomado al río (Fot. 114) corresponde al lienzo posterior de la muralla, es decir, al sector que en el momento de su construcción, en época Medieval, estaba más alejado del río (Fig. 70), se llega a la determinación de que el retroceso del escarpe desde entonces ha sido realmente muy importante.



Fot. 114. Ruinas de El Castellar, asentadas sobre el propio escarpe. En la imagen se marca con un recuadro la Fot. 115.



Fot. 115. Detalle de la ladera, en la que se aprecian los abundantes fragmentos de cerámica, así como capas de cenizas.

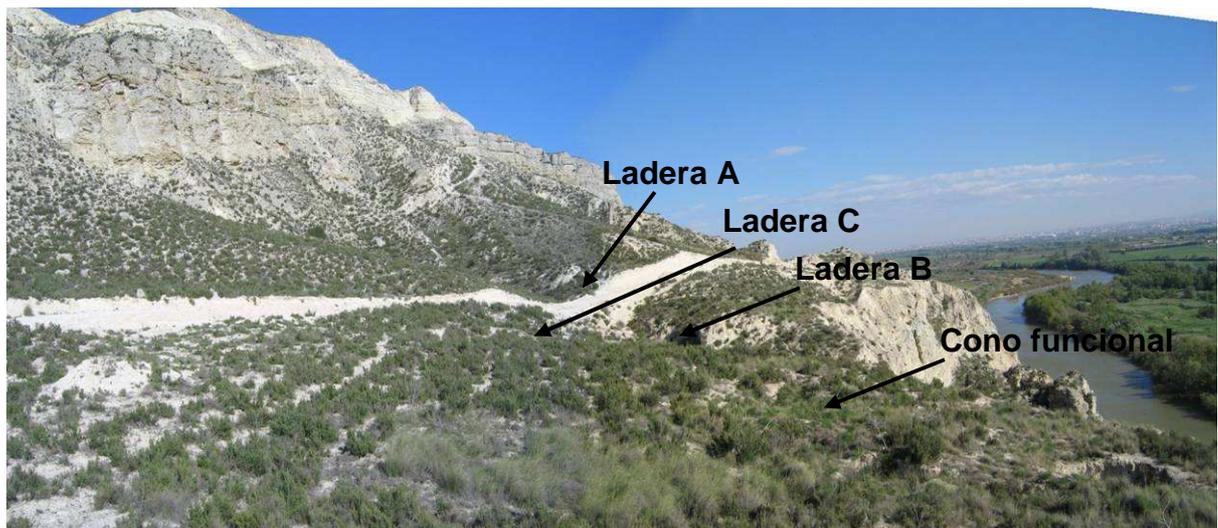
3.2.2.3. Laderas y abrigo de Utebo

Casi frente a la localidad de Utebo, se encuentra un área caracterizada por la presencia de un doble escarpe (punto 3 de la Fig. 60 y Fot. 116).



Fot. 116. Vista panorámica del escarpe de la zona de Utebo.

El superior es rectilíneo, con tan sólo algunos entrantes verticales generados por barrancos que se originaron por procesos de *piping*. Sus laderas han quedado modeladas como *talus flatirons*, entre los que se instalan algunos conos aluviales (Fot. 117 y Fig. 71). Este escarpe no presenta deslizamientos ni desprendimientos recientes de grandes bloques. El nivel inferior, por su parte, se ve afectado por la dinámica del río, por lo que es un escarpe funcional en plena evolución, que en cierto modo protege el retroceso del escarpe superior.



Fot. 117. Escarpe de Utebo, con antiguas laderas colgadas y niveles de conos, que van descendiendo en dirección al río Ebro.

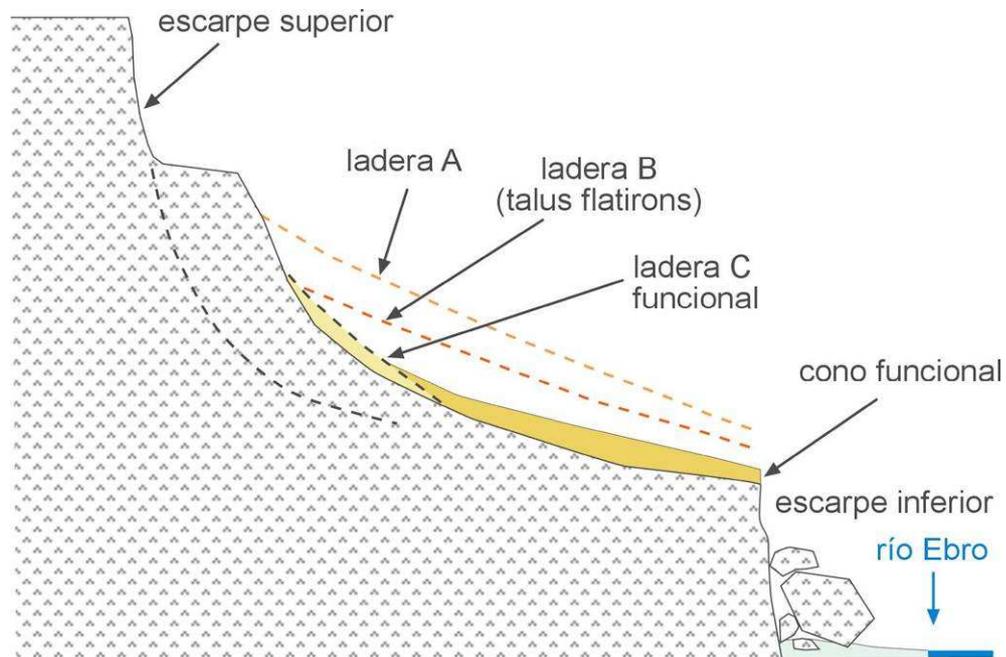


Fig. 71. Esquema mostrando los diferentes niveles de ladera diferenciados en este sector.

Continuando en dirección Sureste, a unos 200 m, es posible observar el relleno de una cueva/abrigo (Fot. 118) que ha quedado al descubierto, posiblemente debido en su mayor parte a la apertura de un camino al pie del escarpe principal. Se trata de un relleno de unos 2-2,5 m de espesor compuesto por varios niveles de cenizas entre las que aparecen abundantes restos de carbón, huesos y fragmentos de cerámicas meladas (Fot. 119), aparentemente medievales (musulmanas).

También quedan algunos restos de paredes (Fot. 120), que indican una ocupación estable durante Época Medieval. Desgraciadamente, el camino ha destrozado la continuidad del abrigo y por lo tanto es complicado relacionarlo con la evolución de laderas.



Fot. 118. Vista general de los niveles de relleno del antiguo abrigo/cueva.



Fot. 119. Detalle del relleno en el que se aprecian restos de cerámicas meladas (musulmanas).



Fot. 120. Niveles de ocupación y restos de muros medievales del abrigo.

3.2.2.4. Laderas del barranco de Miranda

Como hemos visto, la orientación de las laderas juega un papel muy importante en el modelado dentro de los medios semiáridos, existiendo una fuerte disimetría entre las laderas de orientación septentrional y las meridionales. Gran parte de los barrancos presentan disposición N-S desde El Castellar hacia el río Ebro, sin embargo, como ya se ha dicho, el barranco de Miranda se caracteriza por tener un tramo O-E en su curso bajo que permite observar ese contraste en el interior de las incisiones que afectan a los niveles de fondo de valle. Así por ejemplo, el nivel N3 de este barranco ha desarrollado una regularización de su pared, originalmente vertical, con muy escaso espesor de sedimentos (10-15 cm) que tiene como nivel de base el nivel N2, es decir que sirve como superficie de conexión entre ambos niveles (punto 4 de la Fig. 60).

Lógicamente esto sólo afecta a los perfiles de orientación Norte, mientras que los de orientación Sur aparecen desnudos de sedimentos. Ocurre igualmente con el nivel N2 respecto al N1, ya que se ha formado una nueva regularización, bien cubierta de vegetación, que tiene como nivel de base el fondo del nivel inferior (Fig. 72). Entre ambas regularizaciones existe un desnivel que es aproximadamente el mismo que separa la superficie de N2 de la de N1.

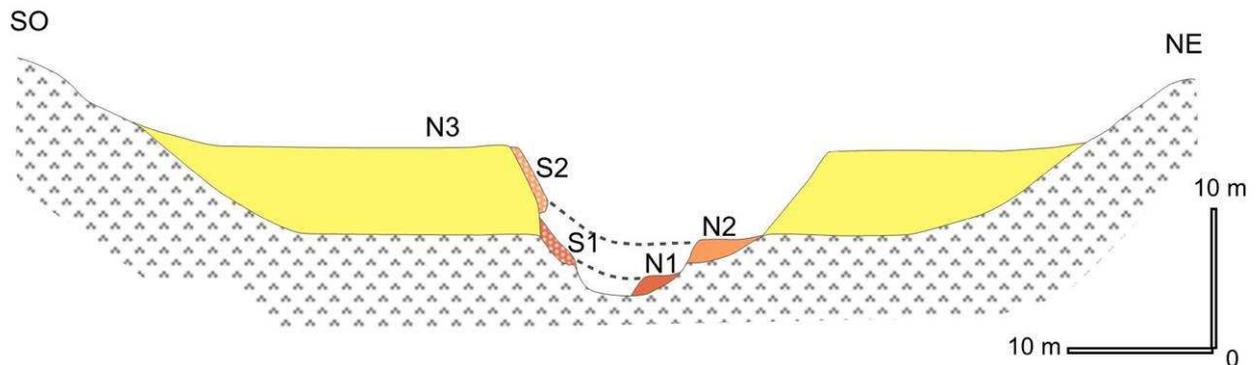


Fig. 72. Perfil transversal del cauce del barranco de Miranda, en el que se representan los niveles de relleno y las dos etapas de ladera identificadas en él.

La edad de estas laderas está en relación con la cronología del relleno del valle con el que enlaza, de tal manera que la ladera que se apoya sobre el escarpe del N3 sería de Época Medieval/post-Medieval, mientras que la que se adosa al escarpe de N2 y tiene como base N1 hay que situarla en Época Reciente.

Junto a estos microrrelieves de ladera, existen otras regularizaciones entre las que cabe destacar la vertiente Sureste del Castillo de Miranda. Dicha ladera enlaza con el nivel N2 y tiene su misma edad, es decir, Medieval/post-Medieval (Fot. 62 y Fig. 37), lo que ya se ha indicado en el apartado de los rellenos de valle.

3.2.2.5. Laderas del Picote de San Martín (Juslibol)

Los restos del antiguo castillo musulmán (*Mezimeeguer*) de Juslibol se sitúan a 272 m de altura (Fot. 121), ocupando un lugar estratégico sobre uno de los cerros de las proximidades del escarpe de yesos, desde donde se tiene una vista panorámica de la Depresión del Ebro (punto 5 de la Fig. 60). Fue construido por Pedro I para la conquista de Zaragoza y está documentada su existencia en 1160 como *castrum de Deus-lo-vol* (Guitart, 1976).

El castillo se alza sobre la T5 del río Ebro, que en este lugar ocupa lo alto del escarpe. Tiene planta trapezoidal, dividida en dos recintos y un torreón cuadrado en el extremo del cerro. Un foso artificial, parcialmente relleno de sedimentos en la actualidad, completaba el sistema defensivo del castillo. Aún hoy se pueden observar los restos del foso en los sectores Norte y Este del cerro, donde todavía no ha sido erosionado por completo tal y como ha sucedido en las otras dos márgenes (Fot. 122).

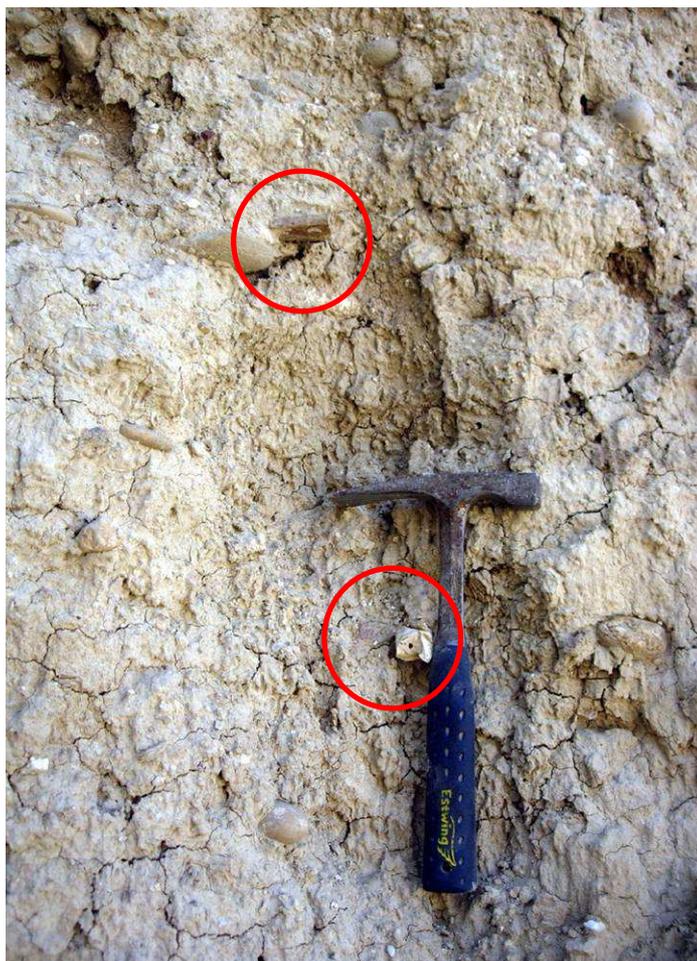


Fot. 121. El Picote de San Martín rodeado por el foso defensivo.



Fot. 122. Ladera del castillo que rellena el sector meridional del foso.

Al pie de los restos del castillo se conservan acumulaciones de ladera, que aparecen relleno parcialmente el antiguo foso defensivo. La posterior incisión de un barranco dejó en posición colgada dos retazos de ladera (Fot. 122) y en la actualidad está descalzando la base de la muralla de argamasa y bloques de yeso del castillo. Esta ladera presenta un espesor de unos 2 m y se compone de niveles bien estratificados e inclinados hacia el Sur, entre los que aparecen fragmentos de cerámicas meladas y con decoraciones en líneas oscuras, características de la alfarería musulmana y cristiana (s. XI-XIII), así como restos de yeso y argamasa provenientes de los muros del castillo. Los fragmentos de cerámica (Fot. 123) hallados en el depósito de ladera han permitido situarla en Época Medieval o post-Medieval, pero no ha sido posible concretar más las fechas.



Fot. 123. Fragmento de cerámica medieval y hueso en la ladera del Picote de San Martín.

3.2.2.6. Laderas del Torreón de La Puebla de Alfindén

Cerca de la localidad de La Puebla de Alfindén, en un sector en el que domina un paisaje de cerros y pequeñas plataformas (Fot. 124), con lo que no existe un escarpe principal propiamente dicho, se localizan laderas regularizadas, con escasos cortes visibles y por tanto pocas posibilidades de aproximarnos a la cronología de las mismas. El único punto en donde hemos podido conocer más a fondo estas laderas es el cerro en cuya cumbre se ubica un antiguo torreón musulmán (Fot. 125 y punto 6 de la Fig. 60), del que no hemos encontrado referencias bibliográficas sobre su edad concreta o su evolución histórica.



Fot. 124. Vista general del relieve en cerros característico del sector de La Puebla de Alfindén.



Fot. 125. Cerro aislado con restos del torreón de Época Musulmana.

Es un cerro cónico bastante simétrico, aunque con diferencias en la cobertura vegetal entre la vertiente septentrional y la meridional. En los trabajos de campo se localizaron numerosas cerámicas vidriadas, algunas con el típico barniz melado, de Época Cristiana Medieval (s. XIII) pero las únicas que aparecen incluidas en el interior del depósito de ladera forman parte de un cono cuya cabecera se centra en la base del torreón (Fot. 126). El material

localizado nos sitúa este depósito como de Época Medieval, por las tipologías de las cerámicas.



Fot. 126. Corte de la parte basal de la ladera del torreón. En la imagen de detalle se observan restos de cerámicas medievales.

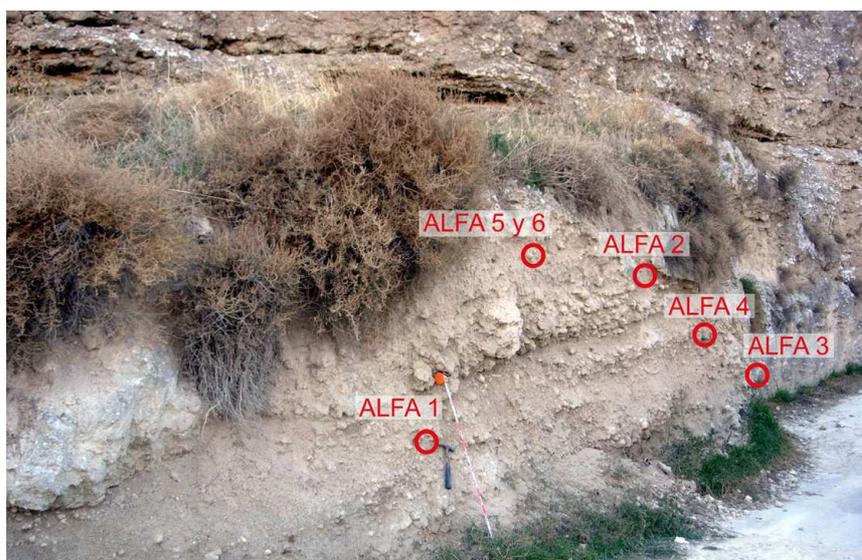
3.2.2.7. Laderas del Castillo y del barranco de Alfajarín

El castillo de Alfajarín (punto 7 de la Fig. 60) es otra de las construcciones defensivas musulmanas, a la que se le atribuye una edad del s. IX (Guitart, 1976; Castillo, 1984). Ocupa un espolón natural, excepto en la parte oriental, donde se excavó un foso defensivo. Es de planta irregular y su principal construcción es la torre del homenaje situada en el extremo occidental del castillo (Fot. 127).



Fot. 127. Torre del homenaje y foso artificial del castillo de Alfajarín.

El castillo está bordeado por acantilados abruptos, sin depósitos de ladera, excepto en el sector del foso en el que ha sido posible analizar las características del relleno de Época Medieval/post-Medieval (Fot. 128).



Fot. 128. Vista general de la ladera que rellena el foso Nororiental del castillo con la ubicación de las muestras.

En el depósito de ladera se diferencian dos formaciones:

A. Formación inferior, constituida por los siguientes niveles:

A.1. 5-8 cm de arenas

A.2. 18 cm de gravillas y gravas de yesos angulosas, donde se ubican ALFA 1 y 4 (Fot. 129), situadas en la zona de tránsito de las gravas y arenas. Las arenas contienen restos de carbón.



Fot. 129. Detalle de una cerámica medieval en el interior del depósito.

A.3. 26 cm de niveles finos con cantos dispersos. Lateralmente pasa a gravas angulosas de yesos. Los limos contienen huesos y carbones, de donde se tomó la muestra de carbones ALFA 3, que no ha sido datada (Fot. 130).



Fot. 130. Restos de huesos y carbones dentro de la acumulación.

A.4. 45 cm de gravas angulosas.

B. Formación superior, de unos 120 cm, que se subdivide en dos miembros

B.1. 90 cm de arenas y limos con cantos dispersos sin ordenación visible. En este nivel se ubican las muestras de cerámica ALFA 2, 5 y 6 (Fot. 131).

B.2. 30 cm de cantos angulosos que se disponen siguiendo una pendiente muy baja y en discordancia con la unidad inferior.



Fot. 131. Aspecto del depósito de ladera, con fragmentos de cerámica medieval.

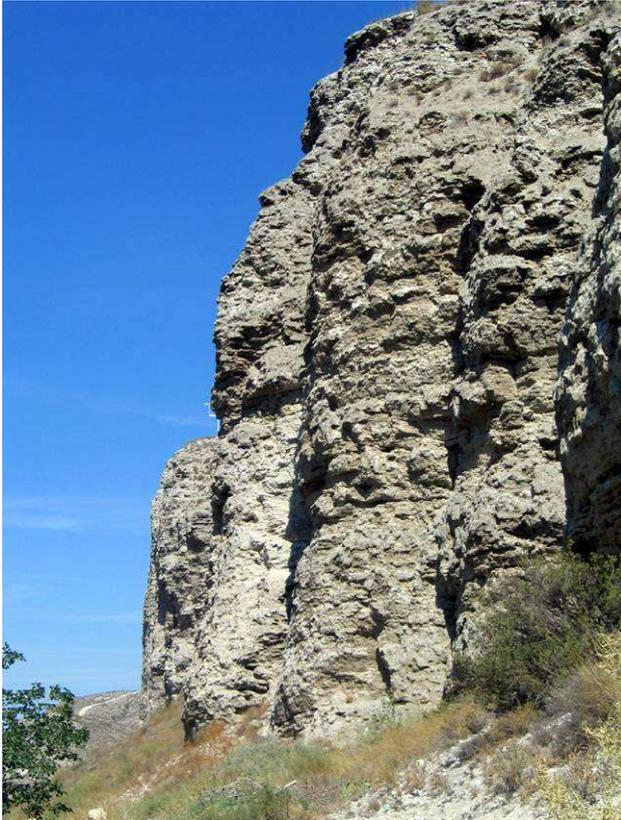
Por otra parte, en el interior del barranco de Alfajarín hemos observado restos de laderas, que se conservan en posición colgada y que originalmente enlazarían los relieves estructurales que marginan el valle con la superficie del nivel de relleno N3. Estas laderas se erosionan por *piping*, procesos de erosión remontante y desprendimientos (Fot. 132).



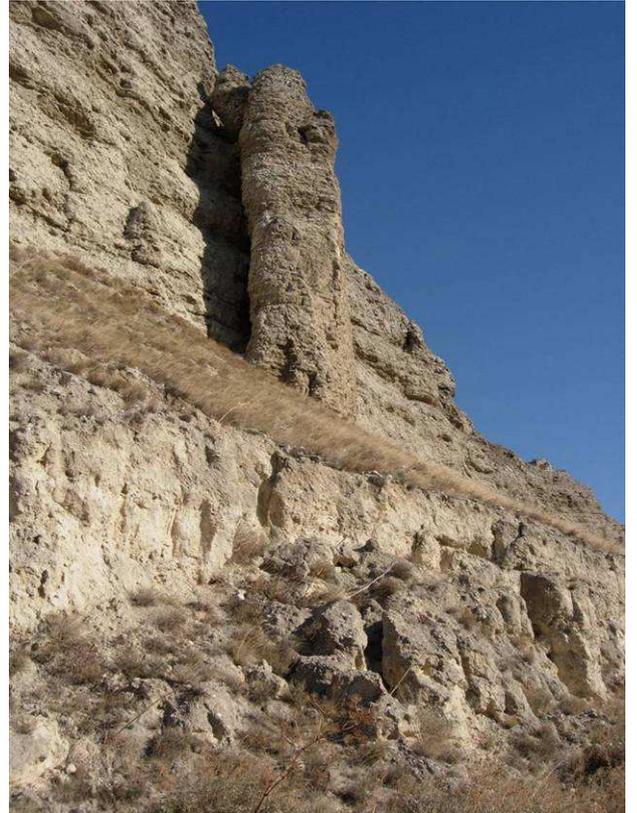
Fot. 132. Laderas regularizadas colgadas del barranco de Alfajarín.

3.2.2.8. Laderas del sector entre Alfajarín y Villafranca

A partir del barranco de Alfajarín se inicia un escarpe de paredes muy verticalizadas (punto 8 de la Fig. 60), con presencia de monolitos separándose a partir de la red de fracturas (Fot. 133) y de acumulaciones de conos de derrubios, que forman un talud o contrafuerte (Fot. 134), que puede ralentizar el retroceso del escarpe, al impedir los zapamientos basales en la formación yesífera.



Fot. 133. Ladera verticalizada con talud de derrubios en su base.



Fot.134 Ladera con individualización de monolitos y talud basal.

Estas laderas ya fueron observadas por García Sainz (1927) e Ibáñez y Mensua (1976); el primero de ellos señala que el volumen de materiales que forma el talud ha tenido que formarse de manera “acelerada y rápida” ya que parte de la opinión de que las aguas del Ebro se habrían retirado en época muy

reciente del pie del escarpe, llegando a citar que los habitantes de la zona recuerdan crecidas del Ebro que pasaban por ese sector.

La pendiente del escarpe de yesos es superior a 80° en el tramo superior y entre 35° y 45° en los taludes basales. Son laderas que mantienen una situación de estabilidad, ya que solamente se ven afectadas por procesos de escorrentía superficial (arroyamiento difuso) e impiden la formación de deslizamientos, que son mucho más abundantes a partir de Villafranca de Ebro. Algunos de los taludes se han visto afectados por la acción antrópica, mediante la construcción de caminos o la extracción de áridos, dando lugar a la formación de escarpes, que en algunos casos evolucionan mediante deslizamientos rotacionales para intentar recuperar un perfil estable. Estas intervenciones fueron muy abundantes en el periodo de construcción de la autopista AP-2 en los años 70 (Fot. 135).



Fot. 135. Acción antrópica en los taludes del escarpe de yesos en el sector de Alfajarín.

Acerca de la edad de estas formaciones detríticas poco podemos añadir, al no haber localizado elementos para su datación, aunque la presencia del talud

vertical junto con valles colgados en todo este sector hace pensar en una actividad importante del río Ebro, causando un retroceso rápido del escarpe, seguido de un alejamiento del canal principal del río, que ha permitido la formación de estos depósitos debidos a la gravedad y a la escorrentía próxima al escarpe, no habiendo dado tiempo a la formación de incisiones en los valles colgados. En definitiva, pensamos que se trata de morfologías creadas a lo largo del Holoceno superior y seguramente a partir de Época post-Medieval. Otras laderas semejantes pueden observarse en proceso de formación en el sector del galacho de Juslibol, con conos de derrubios incipientes, que se han generado a partir de la retirada del Ebro al cortar el meandro.

3.2.2.9. Laderas del escarpe de Osera

En el sector de la val de Osera (punto 9 de la Fig. 60), en el límite de nuestro estudio, el escarpe de yesos aparece modelado, como ya hemos indicado, en forma de grandes bloques deslizados, de cronología antigua y que originan morfologías escalonadas que Ibáñez y Mensua (1976) definen como “vertientes con banquetas”. El escarpe de yesos alabastrinos blancos y rojizos, en este sector está muy incidido por la red fluvial y forma principalmente cerros alargados; a su pie se extienden unas superficies bastante planas (Fot. 136) que constituyen laderas de enlace (“glacis de pie vertiente” de los autores citados).



Fot. 136. Laderas del sector de Osera mostrando las laderas colgadas en banquetas (con tonos más rojizos) y los derrames recientes (glacis de pie vertiente).

Estas laderas quedan colgadas a bastante altura (35-50 m) sobre el cono aluvial de la val de Osera y muestran un dispositivo correspondiente a los rellenos de las depresiones formadas entre los deslizamientos rotacionales del escarpe (Fot. 137 y Fig. 69).



Fot. 137. Detalle de las banquetas con acumulaciones holocenas del sector de Osera.

Por ello, la base de estos depósitos cuaternarios está formada por yesos que presentan buzamientos de hasta 45° . La red fluvial descendente desde el escarpe superior ha cortado estas banquetas generando la individualización en forma de cerros residuales, alargados hacia el Ebro. Estas morfologías adoptan incluso dispositivos de *talus flatirons* en algunos puntos (Fot. 138), debido al retroceso del escarpe.



Fot. 138. Ladera modelada en forma de *talus flatirons*, localizada en el escarpe situado frente a la localidad de Osera.

Las acumulaciones están formadas por bloques de grandes dimensiones, pero sobre todo por una gran abundancia de materiales limosos yesíferos y por su posición colgada seguramente pertenecen a etapas anteriores al nivel general N3, aunque a falta de dataciones es difícil decidir si estamos ante las laderas S4, equivalentes al nivel N4 o alguna anterior. Genéticamente, podemos relacionar estas laderas con una fuerte presencia del Ebro al pie del escarpe, produciendo deslizamientos, seguido de procesos de ladera y conos que regularizarían posteriormente estos perfiles, una vez que el río volviera a retirarse de esta margen fluvial.

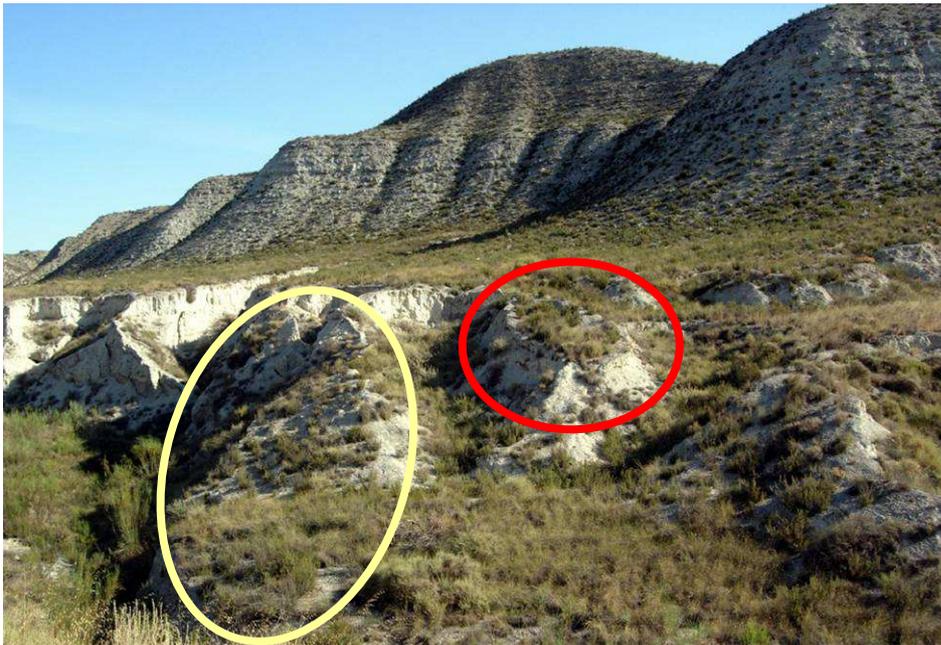
En la actualidad, los procesos dominantes al pie de estos cerros, que forman el escarpe de esta zona, se reducen a un intenso arroyamiento difuso y concentrado y a la caída de bloques de gran tamaño desde las cornisas (Fot. 139).



Fot. 139. Ladera desnuda en el sector del escarpe frente a Osera.

En algunas de las vales, como la de la Abuela, es posible reconocer laderas de empalme entre niveles de relleno de valle, tal como ha sido también descrito

para el barranco de Miranda. Se trata de acumulaciones de poco espesor (15-20 cm), que están siendo erosionadas en la actualidad con gran facilidad, pero que se conservan formando retazos aislados sostenidos por presencia de vegetación (Fot. 140). Estas laderas llegaron a formar un enlace entre los niveles N3 y N2, y habría que clasificarlas como de la misma edad que esta última etapa (Medieval/post-Medieval), es decir, S2. Igualmente existen conexiones entre los rellenos del nivel N3-N2 con el nivel N1 en forma de laderas similares (Fot 140).



Fot. 140. Resto de una ladera que enlazaba el nivel general de relleno N3 con el nivel N2 (en rojo) y de otra ladera conectando el nivel N3 con el N1 (en amarillo).

3.2.3. Conclusiones parciales de la evolución de las laderas

En este capítulo, en el que han sido estudiadas las acumulaciones de ladera más importantes del área de estudio, se han señalado los factores que favorecen la activación de los diferentes procesos mediante los que evolucionan las laderas, así como la tipología de estos procesos y las formas resultantes.

- No ha sido posible reconocer en el área estudiada las típicas **etapas de regularización de ladera** señaladas por diferentes autores en la

Cordillera Ibérica (Burillo *et al.*, 1981 a, b; 1983) y en la Depresión del Ebro (Gutiérrez y Peña, 1989; Peña y González, 1992; Peña *et al.*, 1996, 2002; Sancho *et al.*, 1988) y propuestas como modelo evolutivo por Peña *et al.* (2005). De hecho, no se ha localizado siquiera la etapa más generalizada que establecen los autores citados, formada durante las Edades del Bronce y del Hierro y relacionada con cambios ambientales muy generalizados en el Noreste de España. Seguramente es debido a la intensidad de los procesos erosivos que tienen lugar desde antiguo en el área de estudio, que no ha permitido la conservación de las acumulaciones más antiguas, que podrían contribuir a una mejor comprensión de la evolución paleoclimática holocena de este sector del valle del Ebro.

- Sin embargo, otra de las etapas que señalan los autores anteriormente citados, de **Época Medieval/post-Medieval** –denominada S2- sí que está presente en numerosos puntos. Ha sido posible situarla cronológicamente gracias a la abundancia de construcciones de Época Musulmana y Cristiana Medieval en diferentes puntos del escarpe, que formaron una línea defensiva para la protección de la ciudad de Zaragoza, por parte de los musulmanes, y como avanzadilla hasta su conquista por los cristianos. Es por este motivo que las laderas que se han estudiado en este trabajo están en su mayor parte relacionadas con áreas próximas a castillos, torreones y ermitas, que han proporcionado restos arqueológicos a sus laderas, siendo el único medio de datación utilizado para esta época. La mayor parte de los materiales observados se pueden clasificar entre los siglos XI-XIII. Esta etapa de ladera está relativamente extendida en las orientaciones Norte de los relieves de yesos de la zona de estudio, pero también aparece enlazando el nivel de relleno de valle N3 con el nivel N2 –como ya hemos indicado, de Época Medieval/post-Medieval- en el interior de las incisiones de varios de los barrancos estudiados (Fig. 73) y, puntualmente, ha sido identificada en forma de acumulaciones que rellenan parcialmente los fosos defensivos de algunas construcciones medievales, como el Picote de San Martín o

el Castillo de Alfajarín. Estas regularizaciones reflejan el proceso de degradación de dichas construcciones y adoptan una morfología de ladera, aunque con la particularidad de que están relleno una excavación generada por acción antrópica (Fig. 74).

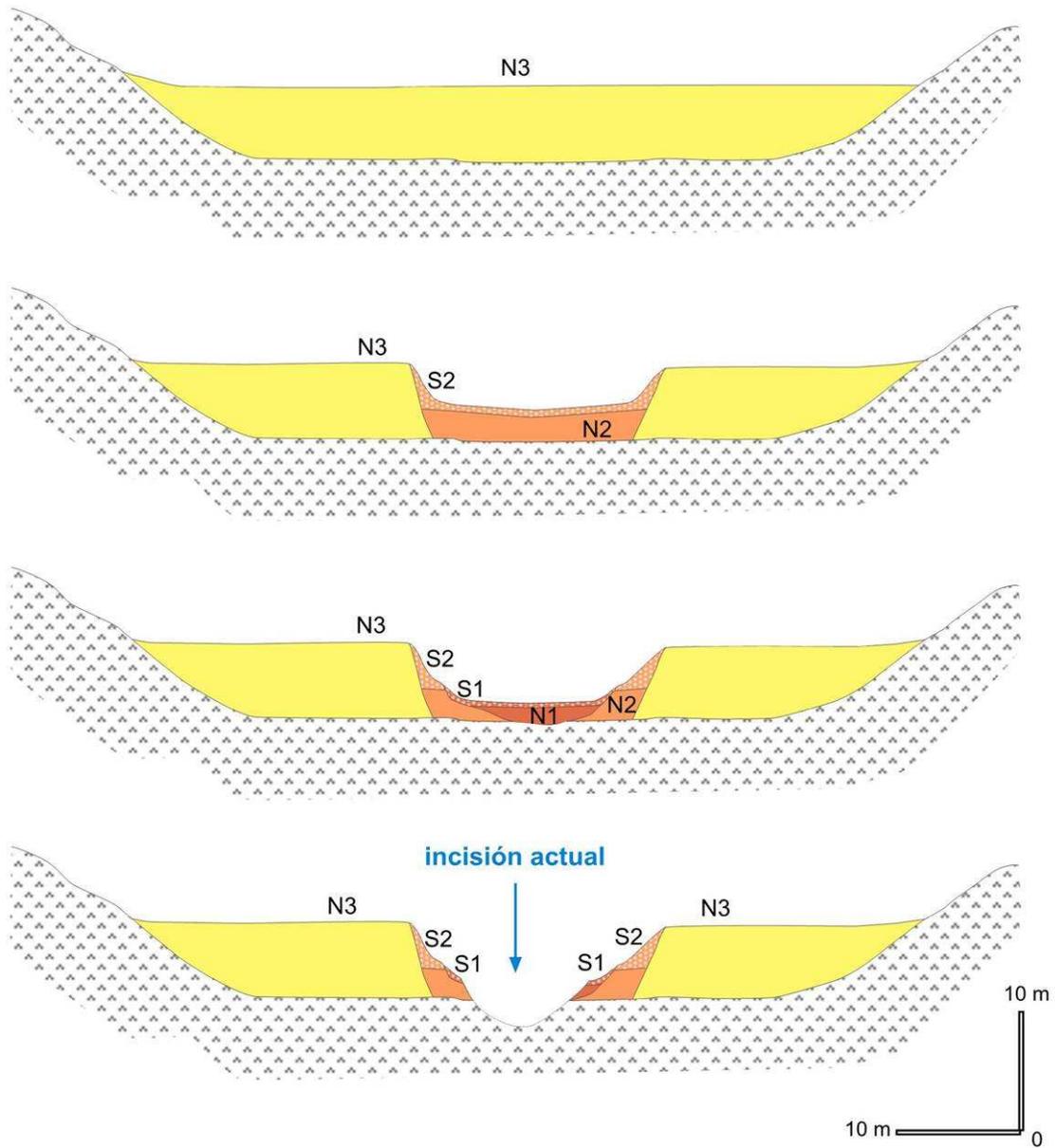


Fig. 73. Modelo general de evolución de las etapas de ladera que enlazan los diferentes niveles de relleno de valle.

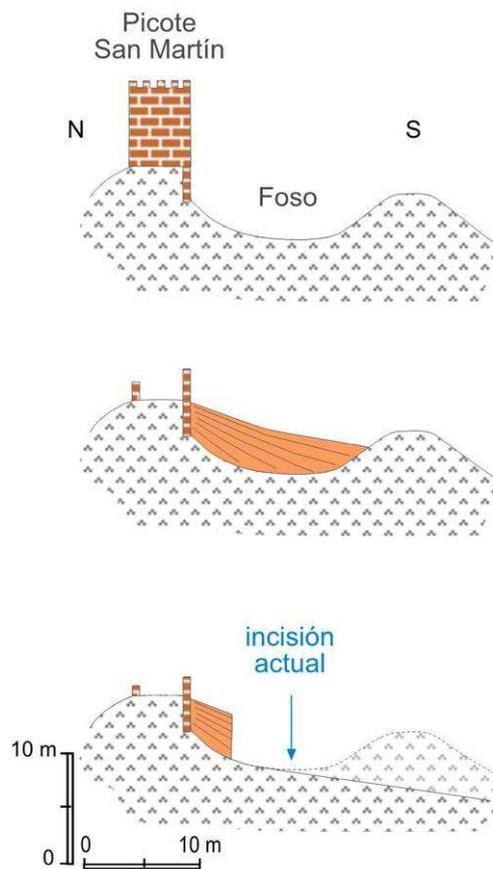


Fig. 74. Ejemplo de la evolución del foso defensivo del Picote de San Martín (Juslibol, Zaragoza).

- La mayor parte de las vertientes del escarpe de yesos son fruto de los diferentes **procesos de ladera** que tienen lugar como consecuencia, principalmente, del desplazamiento de los trenes de meandros del Ebro, puesto que la proximidad del río a la base del escarpe activa distintos mecanismos que hacen evolucionar estas acumulaciones. Este sería el caso de los deslizamientos, desprendimientos, volcaduras, escarpes extraplomados, etc. Por otra parte, el alejamiento del río en su llanura aluvial permite el desarrollo de formas más evolucionadas como las laderas regularizadas o las banquetas escalonadas, al mismo tiempo que favorece la expansión frontal y lateral de los conos aluviales.

- Además de la construcción de estas formas de ladera, el **río Ebro** interviene igualmente en su destrucción total o parcial, por lo que podemos considerar el escarpe como una zona de evolución poligénica y polifásica, que se conserva con características distintas según el sector, en función de la dinámica holocena del Ebro. Los perfiles de ladera que hemos estudiado han sido puestos en evidencia por la erosión lateral directa del río principal o bien por las incisiones de los barrancos laterales.
- La coincidencia de la Etapa Medieval/post-Medieval con **momentos de cambios climáticos** que afectan tanto al río principal como a los sistemas de vales y laderas, de forma muy generalizada, hace pensar que son consecuencia de unas condiciones ambientales particulares, tanto la propia etapa acumulativa como la incisión posterior. Esta afirmación, que más tarde valoraremos en detalle, seguramente estuvo acompañada de una actividad humana intensa en el entorno del escarpe, de manera que las laderas son el resultado de la variada influencia del clima, el hombre y la dinámica del Ebro, que en cierta medida también responde a diferentes condiciones ambientales que se han sucedido durante el Holoceno superior.

3.3. El Holoceno fluvial en la ciudad de Zaragoza

Los ríos Ebro y sus afluentes del sector medio de la Depresión: Jalón, Huerva y Gállego constituyen el sistema fluvial que sirve de nivel de base a toda la evolución del área de estudio, cuyas acumulaciones holocenas de laderas, fondos de valle y conos aluviales hemos descrito.

Los ríos Jalón y Huerva, procedentes de la Cordillera Ibérica y con caudales bastante exiguos, presentan restos de acumulaciones holocenas, principalmente procedentes de los pequeños afluentes laterales, de tal forma que juegan un papel semejante al de las terrazas fluviales aunque sus materiales no pertenecen al río principal, que se abre paso entre ellos para excavar su cauce funcional y su estrecho lecho de inundación (Peña *et al.*, 1993, 1996, 2004). De tal manera que apenas poseen depósitos holocenos propios, seguramente debido a la torrencialidad de su funcionamiento hidrológico, que puede haber favorecido la desaparición por erosión de sucesivas acumulaciones generadas en época reciente. Por otra parte, el río Gállego, por su particular disposición sobre terrazas encajadas pleistocenas, presenta un lecho fluvial holoceno poligénico, reelaborado por sucesivas avenidas, que en parte ha quedado en posición colgada debido a la fuerte incisión que ha experimentado su cauce en los últimos decenios, al tiempo que cambiaba el tipo de canal dominante a lo largo de la evolución reciente (Ollero *et al.*, 2004; Rubio *et al.*, 2005). En este último río la acción antrópica ha debido jugar un papel muy importante, como ya se ha indicado.

El río Ebro desarrolló un amplio lecho aluvial a lo largo de todo el Holoceno, con grandes espesores de sedimentos y caudales muy elevados de carácter torrencial, que ha ido perdiendo a lo largo de las obras de regulación posteriores. Este lecho sería de una gran inestabilidad debido a la dinámica tan importante que han tenido los meandros libres, que son los causantes de esta extensa llanura de inundación, con cambios constantes en su posición y gran actividad lateral, que ha favorecido enormemente la dinámica de los torrentes laterales y las laderas. Debido a esta intensa capacidad de movilidad lateral, la

posibilidad de conservar terrazas holocenas es muy escasa, salvo algunas excepciones, como es el caso de la ciudad de Zaragoza, donde han quedado protegidas por la sucesión urbanística del núcleo urbano desde la Edad del Hierro. Nos ceñiremos por tanto a los registros acumulados durante el Holoceno superior y para ello se ha tenido en cuenta mucha información procedente de las excavaciones arqueológicas realizadas en el casco antiguo de la ciudad, en algunos de los cuales hemos intervenido directamente.

3.3.1. Acumulaciones holocenas de la ciudad de Zaragoza

La actual ciudad de Zaragoza se localiza en un punto estratégico del centro de la Depresión del Ebro, en la confluencia del río principal con un afluente procedente de la Cordillera ibérica, el río Huerva, y un poco aguas abajo, otro de procedencia pirenaica, el Gállego. La ubicación de la ciudad en un emplazamiento fluvial de tales características, en la confluencia de tres ríos importantes, parece que ha tenido que ser la causa de numerosos y considerables problemas desde antiguo.

Las terrazas cuaternarias sobre las que se asienta el núcleo urbano se suceden escalonadamente desde lo más alto de la ciudad hasta el cauce actual del Ebro. En su mayor parte, estos depósitos de terraza datan del Pleistoceno, salvo los más próximos al nivel actual del río, que pertenecen al Holoceno. Como ya se ha comentado con anterioridad, en el área de Zaragoza han tenido lugar importantes procesos de subsidencia kárstica sinsedimentaria, debido a los yesos infrayacentes, durante el Cuaternario, lo que se ha traducido en grandes espesores de acumulaciones fluviales. De hecho, la propia ciudad se localiza sobre potentes depósitos de gravas con arenas y arcillas intercaladas, característicos del Ebro medio y de los cursos bajos del Huerva y Gállego, de tal modo que en ningún corte se llegan a ver los yesos miocenos de la *Fm. Zaragoza* que componen el verdadero sustrato rocoso pre-Cuaternario. Las acumulaciones son, además, las típicas de ríos *braided* -o trenzados- y de depósitos de *point bar* -o barras de meandro-, aunque con aparición de numerosos canales de limos y arenas, como consecuencia de subsidencias locales.

Todo el núcleo urbano de Zaragoza se extiende en la actualidad sobre niveles de terraza fluvial de los ríos Huerva y Ebro; sólo algunos barrios periféricos como Santa Isabel, Movera, Peñaflor, Montañana, etc. se localizan sobre terrazas del río Gállego. Siguiendo la clasificación de terrazas realizada por Zuidam (1976), la zona meridional (barrios de Torrero, Montecanal) de la ciudad ocupa las terrazas más altas (T2.1, T2.2, T3.1). La zona media se asienta sobre la terraza T3.2, que se prolonga hasta el casco antiguo de

Zaragoza. Finalmente, toda el área de expansión al Norte del Ebro (barrios de Actur, Juslibol, Arrabal, La Jota, etc.) está situada sobre el fondo aluvial T4.2, es decir, la llanura de inundación funcional.

En el casco antiguo de la ciudad, aunque los niveles de terraza son difíciles de diferenciar debido a la intensa ocupación del espacio, Rodríguez y Vílchez (1984) señalan dos niveles escalonados que se encuentran a 4-6 y 9 m sobre el cauce actual. Según estos autores, ambos niveles fueron depositados por los ríos durante la evolución del núcleo urbano, puesto que entre el material fluvial aparecen cerámicas de diferentes edades, que van desde Época Hallstática hasta Época Romana. El hallazgo de restos arqueológicos entre los materiales depositados por los ríos es una clara muestra de la influencia de las crecidas en el desarrollo urbano de Zaragoza. Es más, en las excavaciones arqueológicas realizadas puede apreciarse cómo los sedimentos fluviales depositados en episodios de crecida cubrieron en su día parte de los elementos constructivos de la ciudad. Sin embargo, sus habitantes se adaptaron a esta circunstancia continuando la construcción sobre los mismos.

A partir de los datos obtenidos en los trabajos efectuados en diferentes excavaciones de la ciudad, como detallaremos más adelante, podemos afirmar que el núcleo principal del casco antiguo está ocupando una terraza pleistocena, de la cual es difícil conocer su antigüedad debido al funcionamiento de las acumulaciones de los ríos que atraviesan los yesos de la *Fm. Zaragoza*. Por los datos conocidos del bajo Gállego, la terraza T3 de Zuidam (1976) correspondería a la terraza T3 de Benito (1989), que pertenece a las unidades deformadas por la acción de los yesos dentro de un sistema fluvial encajado, en el cual los materiales más antiguos afloran superficialmente en el fondo del valle por la incisión fluvial; es decir, que seguramente pertenecen al Pleistoceno medio, por las dataciones efectuadas en dicho nivel (Sancho *et al.*, 2005). Los sectores Norte y Noreste, sin embargo, sí que corresponden a niveles históricos, es decir, pertenecientes al Holoceno superior y se componen de sedimentos fluviales de los ríos Huerva y Ebro.

Desde el Holoceno superior, estos niveles han sido remodelados parcialmente por la dinámica de los ríos y por la intensa ocupación antrópica, sin embargo, la diferenciación entre las dos terrazas señaladas ha podido ser observada en la excavación de la muralla del Santo Sepulcro, al igual que conocemos niveles altos, situados sobre la terraza pleistocena, a partir de la excavación del teatro romano. La actividad erosivo-acumulativa del Ebro y, en menor medida, del Huerva se mantiene hasta el momento presente aunque las obras de regulación de ambos ríos y las características climáticas no favorecen la producción de crecidas de la importancia de las que se generaron durante el Pleistoceno, con intervención de descargas de fusión de origen glaciario, y el Holoceno.

3.3.2. Emplazamiento de Zaragoza

En sus diversas etapas históricas, la ciudad de Zaragoza se ha ido extendiendo sobre las acumulaciones cuaternarias mencionadas. Los primeros restos de ocupación pertenecen a la ciudad ibérica de Salduie, aunque también se han encontrado restos del Bronce Final-I Edad del Hierro (Fatás y Beltrán, 1997) en alguna de las excavaciones realizadas en el casco antiguo, siempre en áreas cercanas al río (Fot. 141). No hay datos documentales referentes a la Zaragoza antigua hasta el s. III d. C. y los restos materiales de Salduie pueden remontarse hasta el tránsito del s. II a I a. C., en que la ciudad quedaría incluida en la llamada cultura ibérica y perteneciente a los sedetanos.

Los hallazgos más antiguos corresponden a fondos de cabaña del Bronce Final (1200-700 a. C.) situados sobre el borde de las terrazas de confluencia del Ebro con el Huerva (calles del Santo Sepulcro, San Vicente de Paúl, calle de Carrillo), que nos llevaría a edades de 630-600 a. C. (Fatás y Beltrán, 1997). Igualmente, se localizaron estructuras de la I Edad del Hierro en la calle Palafox y la plaza de Asso, situadas cronológicamente a finales del s. VI y comienzos del V a. C. Restos de esta época también han aparecido en las excavaciones realizadas recientemente en la muralla del sector del Santo Sepulcro.

Sobre la ciudad ibérica de Salduie ha habido cierta polémica, comenzando con su nombre, ya que se ha utilizado el término Salduba, que es totalmente erróneo. Con su acepción latinizada, Plinio el Viejo, en su Historia Natural, indica que la Zaragoza romana se alzaba donde hubo una ciudad llamada Salduvia (*ubi antea oppidum vocabatur Salduvia*), acepción que ha conducido al error mencionado en su denominación. A partir de las monedas acuñadas por la ciudad se ha deducido que el nombre original sería Salduie (Fatás y Beltrán, 1997). Por otra parte, siempre se ha utilizado el Bronce de Ascoli para determinar su denominación, en cuyo texto se señala la existencia de una “Turma Salluitana”, formada por tres decurias o grupos de diez jinetes, al servicio del Imperio romano, lo que muestra la importancia de la ciudad ibérica.

La colonia romana de César Augusta fue fundada en el siglo I a. C. Las fechas sugeridas oscilan entre el 25 y el 12 a. C. (Arce, 1979; Beltrán y Fatás, 1998), aunque la más consolidada es hacia el 14 a. C., sobre la antigua ciudad ibérica de Salduie. Por los datos monetarios de César Augusta, se conoce que los primeros ciudadanos eran legionarios licenciados de tres legiones: la IV Macedónica, la VI Victrix y la X Gemina (Arce, 1979). La ciudad se organiza como un gran nudo de comunicaciones entre las vías que unían Tarraco (Tarragona), Astúrica (Astorga), Ilerda (Lleida), Osca (Huesca), Pompelo (Pamplona), tomando un papel estratégico que ha mantenido hasta la actualidad. El territorio cesaraugustano fue parcelado de forma regular (centuriaciones) en el entorno de la ciudad, para su reparto entre los licenciados de las legiones indicadas.

La ciudad, con una topografía natural irregular, aparece organizada por el trazado del *decumanus maximus*, paralelo al Ebro (calle Mayor y de Espoz y Mina) y el *cardo maximus* (calle Don Jaime I). Se conserva una parte de la red de cloacas, que nos informa de la organización urbana de Época Romana. Por otra parte, la ciudad estaría rodeada por una muralla cuyas puertas estarían en los extremos del *decumanus* (puertas de Toledo y Valencia) y del *cardo* (puertas del Ángel y Cinegia). Está constatado que los restos que se conocen de la actual muralla, que viene delimitada por el Coso, deben ser del s. III, construida con sillares y en relación con las invasiones de esos momentos,

aunque posiblemente hubo otro recinto amurallado anterior, seguramente de la época de fundación de la ciudad, que puede coincidir en parte con la muralla posterior. Coincidiendo con la salida Norte del cardo estaría el puente romano, que parece que actuó además como acueducto para transportar agua desde el río Gállego, como se deduce del hallazgo de tubos de plomo a principios del s. XIX, que debieron servir, junto a otras posibles conducciones, como suministro de agua para las casas, fuentes y termas de la ciudad.

Las excavaciones realizadas en los últimos decenios han dado a conocer numerosas construcciones de Época Romana, como el foro y el teatro, así como un posible puerto fluvial, que conectaría la ciudad a través del río Ebro con el Mediterráneo.



Fot. 141. Vista aérea del casco antiguo de Zaragoza, en la que se sitúan los principales hallazgos arqueológicos.

3.3.3. La ciudad y su relación con el río Ebro: Las Balsas de Ebro Viejo.

El río Ebro se convierte en un curso de meandros libres en el tramo medio de su cuenca, donde la pendiente disminuye y el valle se amplía debido a la fácil erosión del sustrato yesífero. Hasta tiempos recientes, se ha tratado de un río muy dinámico, con numerosos cambios de trazado que se manifiestan en forma de abundantes canales abandonados en su amplia llanura aluvial. Con la proliferación de embalses que ha tenido lugar en las últimas décadas se ha reducido considerablemente el poder morfogenético del río, cuya última corta de meandro tuvo lugar en 1961, cuando abandonó el meandro conocido localmente como *galacho* de Juslibol.

Moreno (2005) señala que en el año 1257 se produjo una importante crecida en el Ebro que modificó el trazado casi rectilíneo que en ese momento seguía el río a su paso por la actual Zaragoza, dando lugar a la formación de un gran meandro. Unos dos siglos más tarde, en 1461, una nueva avenida del río cortó ese meandro, de manera que el Ebro recuperó su anterior trazado rectilíneo a su paso por la ciudad y dio origen a las llamadas Balsas de Ebro Viejo (Fig. 75), que no eran sino un nuevo meandro abandonado u *oxbow* del río.

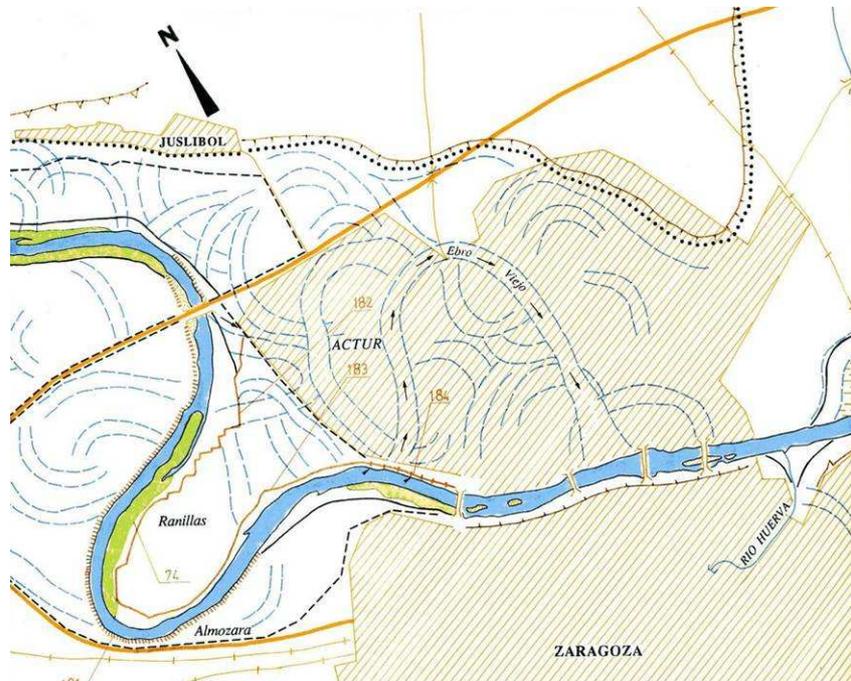


Fig. 75. Detalle de la hoja 19 del mapa ecogeográfico y de riesgos del cauce y de la llanura de inundación del Ebro medio en 1981, Ollero (1996).

Blasco (1956), indica que en 1380 el trazado del río se modificó y originó las Balsas de Ebro Viejo. Pese a que las fechas señaladas por cada uno de los autores no coinciden entre sí, lo que parece claro es que el origen de las Balsas de Ebro Viejo se podría situar entre los siglos XIV y XV, en Época Medieval tardía. Estos datos son recogidos por Faus (1988), señalando incluso la hipótesis sobre un posible trazado del río realizado de forma artificial, aguas arriba del puente de Piedra.

Estos brazos fluviales abandonados u *oxbows* evolucionan rápidamente, puesto que se van colmatando de sedimentos aportados por las sucesivas crecidas del río y van siendo colonizados por vegetación. El meandro abandonado de las Balsas de Ebro Viejo fue finalmente rellenado en el año 1863 con los escombros procedentes de la apertura de la calle Alfonso I (Blasco, 1948-1956). Este hecho hace pensar que el supuesto origen en Época Romana de las Balsas de Ebro Viejo es, cuando menos, muy dudoso, ya que si así fuera hubiera estado colmatado y colonizado por la vegetación mucho antes del s. XIX.

No obstante, sí es probable que el trazado prácticamente rectilíneo que adopta el río a su paso por Zaragoza existiera ya en tiempos romanos, e incluso en Época Ibérica, puesto que de no ser así no hubiera sido factible la construcción de los sucesivos puentes, de las murallas o del supuesto puerto fluvial. Parece ser también que los habitantes de la *Caesaraugusta* romana quizá trataron de frenar la tendencia a divagar del Ebro mediante la construcción de motas (Ollero, 1996), intentando que el cauce permaneciera junto a la ciudad, tanto por motivos defensivos como para mantener abierta la vía de comunicación a través del puente romano –ubicado donde el actual puente de Piedra-, si bien durante los eventos de crecida importantes el río podía retomar también otros cauces abandonados en su margen izquierda. Sin embargo, creemos como más probable que lo que realmente ha mantenido el trazado actual del Ebro a su paso por Zaragoza quizá no sean los diversos intentos humanos y divagaciones fluviales, sino el llamado Pozo de San Lázaro, una sima de

grandes dimensiones localizada junto al actual puente de Piedra. Del mismo modo que sucede en el río Gállego, cuyo trazado parece estar controlado por las pozas existentes en su cauce, formadas por colapsos kársticos y a las que el río se va acomodando (Rubio *et al.*, 2005), el río Ebro ha podido ver fijado su cauce a su paso por la ciudad de Zaragoza debido a la presencia del mencionado Pozo de San Lázaro, que evitaría la tendencia a divagar del río en este punto de su trazado.

La posibilidad de que el río se apartara del curso que conocemos es bastante remota, ya que hubiera supuesto una reorganización urbana y una pérdida de valor estratégico, a menos que se hubieran construido nuevos puentes para salvar los meandros recién trazados. Sin embargo, parece que el límite de la ciudad con el Ebro se mantiene desde la antigüedad, lo mismo que el sistema de toma de aguas y desagües, que tienen como base principal el río Ebro en cotas similares a las actuales.

3.3.4. La muralla romana de Zaragoza

El perímetro de la muralla actualmente reconocida en diferentes puntos de la ciudad (Fig. 76 y Fot. 142) tendría una longitud de 2,65 km y una superficie interior de 44 ha. (Escudero y de Sus, 2003). En plano tiene una forma casi rectangular limitada por las calles del Coso, Avenida César Augusto y Paseo de Echegaray y Caballero. Sus ejes mayores son 910 y 540 m., estando tres de sus esquinas en forma de chaflán. Aunque no hay datos fehacientes, seguramente habría fosos, en parte naturales y en parte excavados artificialmente; por un lado los ríos Ebro y Huerva, en los márgenes nororiental y suroriental respectivamente, y por otro, el borde suroccidental debió tener un foso que separaría la ciudad respecto a la continuidad interior de la terraza y el lado noroccidental es posible que coincidiera con alguna vaguada natural, que se retrabajara como foso defensivo, como podría deducirse de la topografía del mapa de Casañal (1899) y de la interpretación hecha por Escudero y de Sus (2003) y Escudero (2006).

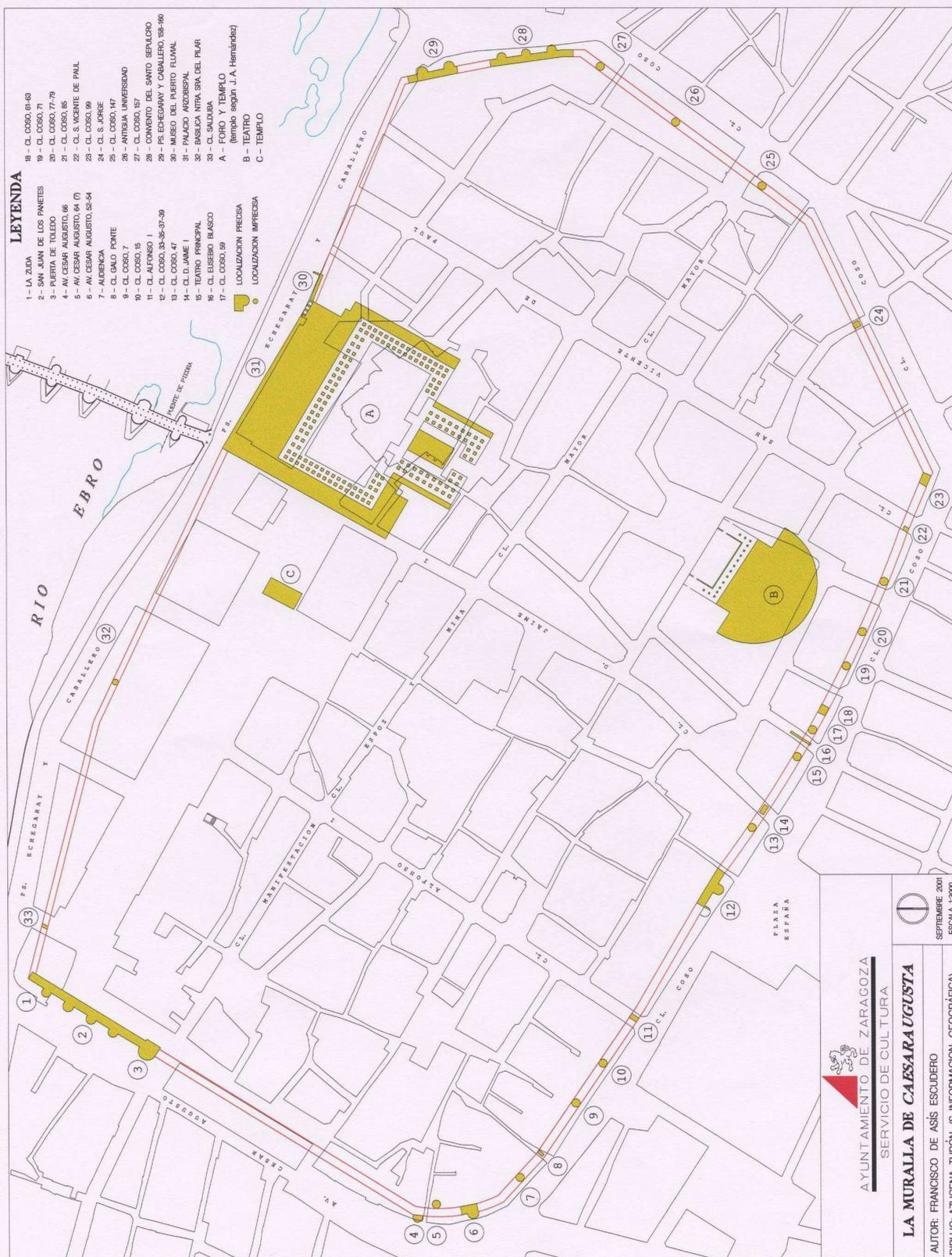


Fig. 76. Ubicación de los restos de la muralla romana de Zaragoza. Escudero y de Sus (2003).

El espesor de la muralla es de 7 m y se componía de dos muros paralelos de sillaría de areniscas y yesos miocenos en su exterior y un relleno interno de *opus caementicium* o mortero de cal y cantos. El muro estaba flanqueado por unas 120 torres, de las que solamente se conserva la planta completa en 13 casos. La altura de la muralla, según el geógrafo Muhammad al Zuhri (citado por Escudero y de Sus, 2003), oscilaría entre 22,8 y 24 m. La muralla del s. III contiene gran cantidad de restos de monumentos anteriores, que debieron ser desmantelados en parte para la defensa de la ciudad, tal vez por una necesidad urgente, ya que no hay rocas explotables muy cercanas a Zaragoza.



Fot. 142. Fotografía aérea de la ciudad de Zaragoza en la que se indican los límites de la muralla romana y la situación de los puntos de estudio.

Una parte de la ciudad quedaría a extramuros de esta muralla, especialmente en el sector del río Huerva, donde se han localizado cloacas y casas, que

debían estar originalmente en el lecho de inundación del Huerva, y cuyos terrenos fueron saneados posteriormente.

La muralla se va a mantener con un trazado similar hasta la Edad Media, en la que se realizarán ampliaciones, pero va a ser un elemento de gran importancia para la Historia de la ciudad y la defensa del centro de la Depresión del Ebro a lo largo de la Época Visigótica y Musulmana. Finalmente fue desmantelada a partir del s. XVI en que comienza una expansión urbanística importante, especialmente con la construcción de palacios y la Universidad, aprovechando los materiales proporcionados por la muralla. Únicamente aquellos torreones y lienzos que quedaron incluidos en el interior de viviendas adosadas a la vieja muralla han llegado hasta nosotros en buen estado de conservación.

Nos centraremos concretamente en los dos sectores en que la muralla mantiene su estructura, que son la zona del Santo Sepulcro y la zona de San Juan de los Panetes (Fig. 76 y Fot. 142)). En ambos casos se han realizado intervenciones arqueológicas, en las que hemos podido tomar muestras para su reconstrucción geoarqueológica y cronológica para conocer la dinámica fluvial del río Ebro en el Holoceno superior, aunque los datos más importantes provienen del sector del Santo Sepulcro.

3.3.4.1. Aspectos geoarqueológicos del sector del Santo Sepulcro

Durante el año 2000 se realizaron actuaciones arqueológicas en el tramo de la muralla del sector del Santo Sepulcro (Fot. 143), que se continuaron durante los años 2003-2008 y permitieron la observación directa de los sedimentos sobre los que se asentaron las murallas de la ciudad romana de *Caesaragusta*, al tiempo que iba apareciendo la base de nuevos torreones, que anteriormente no eran visibles al existir construcciones en su parte frontal. Este lienzo de muralla corresponde a la pared externa del Monasterio de Canonas del Santo Sepulcro, conservándose también en su interior algunos tramos de la muralla.



Fot. 143. Vista general de la muralla romana del sector del Santo Sepulcro.

Este sector, cuya importancia ya comentó el Marqués de Monsalud (1910), comenzó a restaurarse y limpiar su entorno en 1917 por Luis de la Figuera para hacer visibles dos torreones (Fig. 77), eliminando las casas y excavando 3,5 m hasta llegar a la base de los sillares de la muralla y continuando otros 2 m hasta alcanzar un nivel arqueológico formado por una acumulación de ánforas, que son descritas por De la Figuera (1924 a, b, 1927, 1934).

El esquema de la excavación realizado por De la Figuera (1927) muestra que por debajo de la muralla existen unos niveles arcillosos que están superpuestos a una acumulación de ánforas, enteras pero completamente desordenadas (Fig. 78).

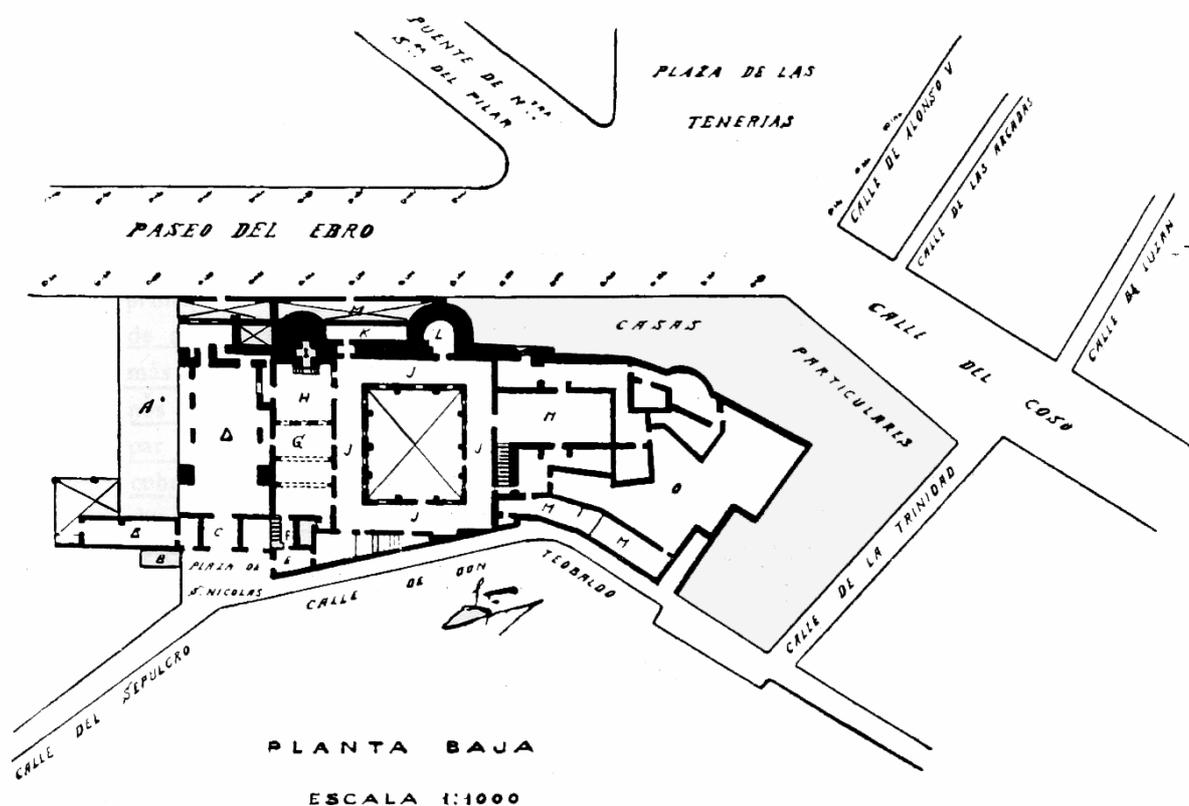


Fig. 77. Plano del monasterio de las Canonessas del Santo Sepulcro antes de la realización de los trabajos de Luis de la Figuera, en el que son visibles dos de los torreones y parte del lienzo de la muralla (De la Figuera, 1927).

Posteriormente, Francisco Íñiguez realizó una nueva excavación con objeto de construir un muro de contención al nivel del Paseo del Ebro. Como puede verse en la Fig. 79 profundizó de la misma forma que lo hizo Luis de la Figuera, alcanzando igualmente el nivel de ánforas romanas. En el trabajo de Íñiguez (1959) aparecen señalados varios niveles que describe como “arena muy fina con gran cantidad de arcilla y muy pocos cantos rodados” a los que se superpone un estrato compuesto por “cascajo y arcilla”. El autor señala su origen fluvial, al igual que Casabona (1994) lo hace en zonas próximas vinculándolos a medios de inundación. El nivel de ánforas aparece en la base del esquema de Íñiguez, colocadas ordenadamente en forma imbricada, enteras, vacías y boca abajo.

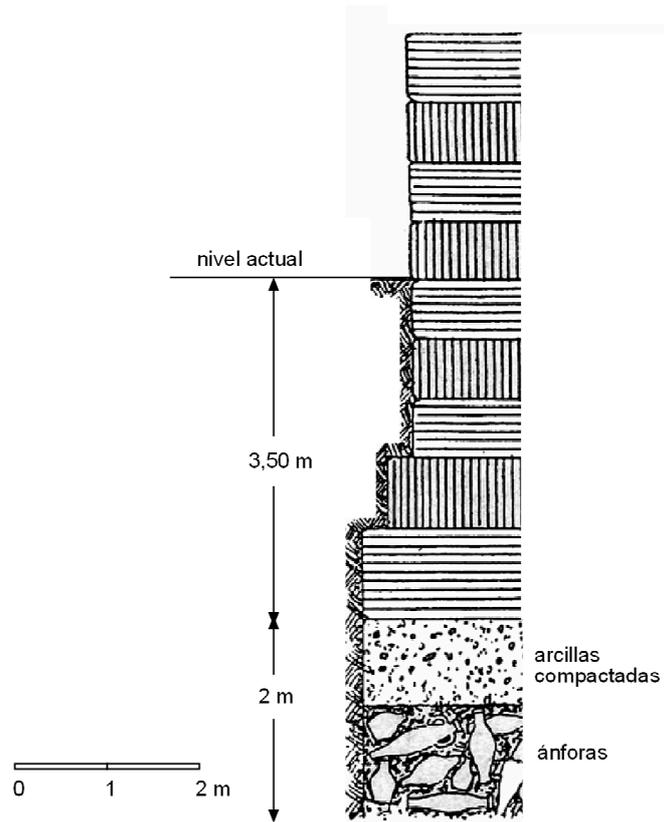


Fig. 78. Perfil realizado por Luis de la Figuera y publicado en 1927.

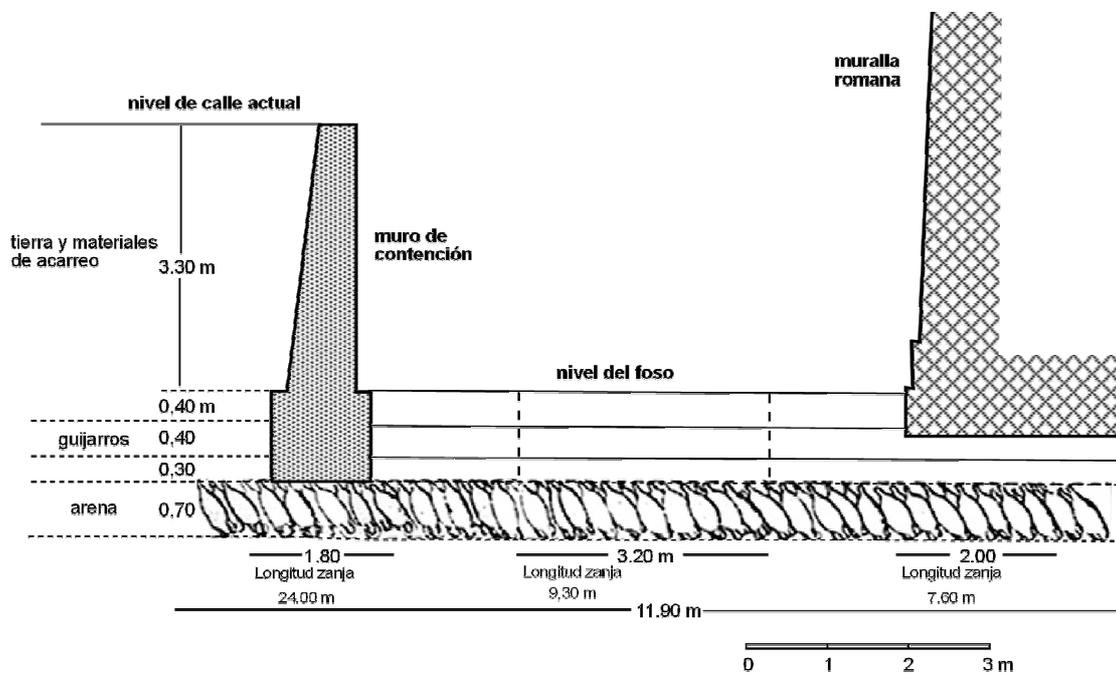


Fig. 79. Corte detallado de Francisco Iñiguez publicado en 1959.

a. Los niveles de ánforas y las crecidas del Ebro

Como ya se ha indicado, por iniciativa del Servicio de Cultura del Ayuntamiento de Zaragoza, y aprovechando las obras de restauración y acondicionamiento de la muralla del Santo Sepulcro, cuya dirección corrió a cargo de la arquitecta Dña. Úrsula Heredia, se realizaron varias catas arqueológicas entre las torres denominadas en esos momentos Norte y Sur (Fig. 80), dirigidas por Francisco de Asís Escudero. Se realizaron cuatro catas, denominadas A, B, C y D, correspondiendo a cuatro sectores distintos (Fig. 81; Fot 144). El objetivo de la actuación era conocer más a fondo las características de los sedimentos sobre los cuales se asienta la muralla romana y acceder al “campo de ánforas” señalado por Luis de la Figuera y Francisco Íñiguez.

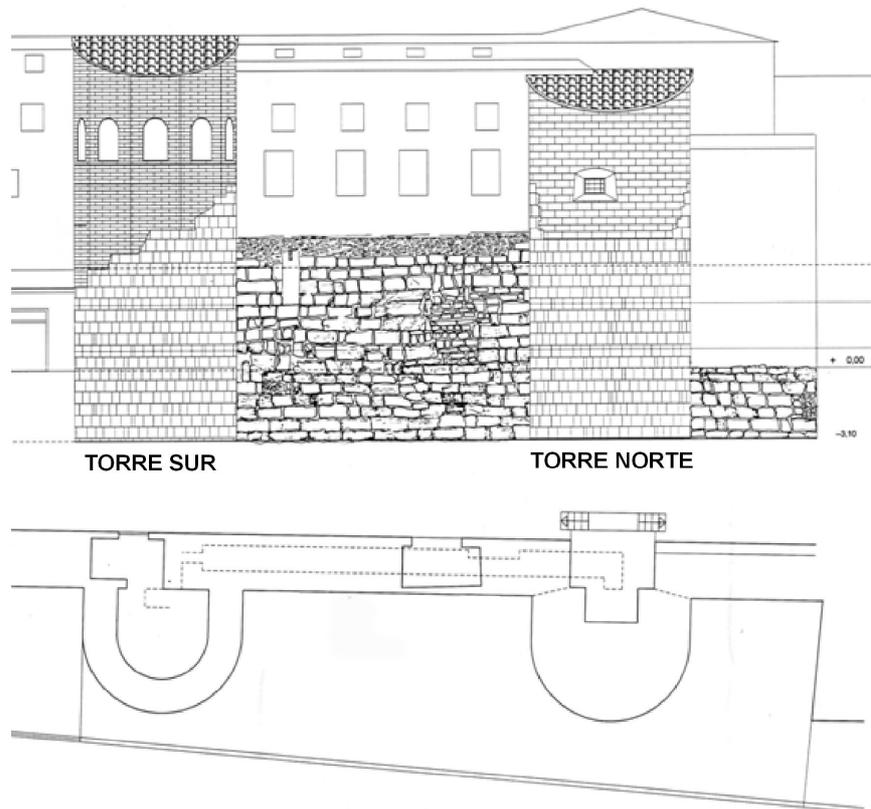


Fig. 80. Vista en alzado y en plano de los torreones Norte y Sur.

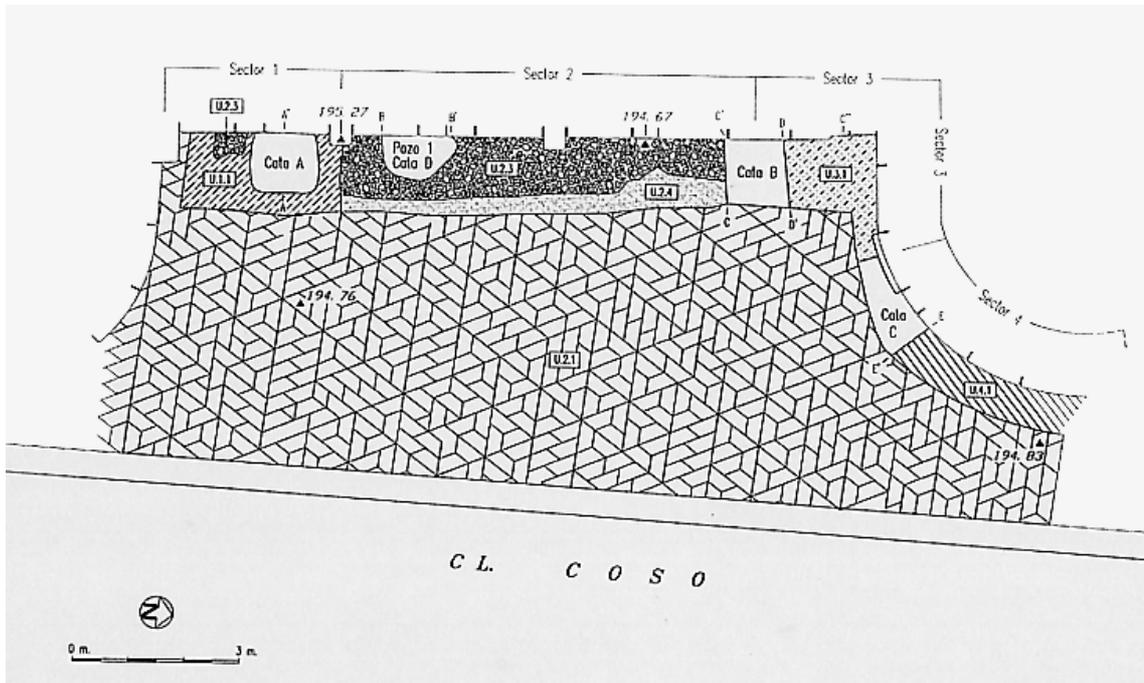


Fig. 81. Plano de los cuatro sectores entre los dos torreones en que se realizaron las catas arqueológicas.

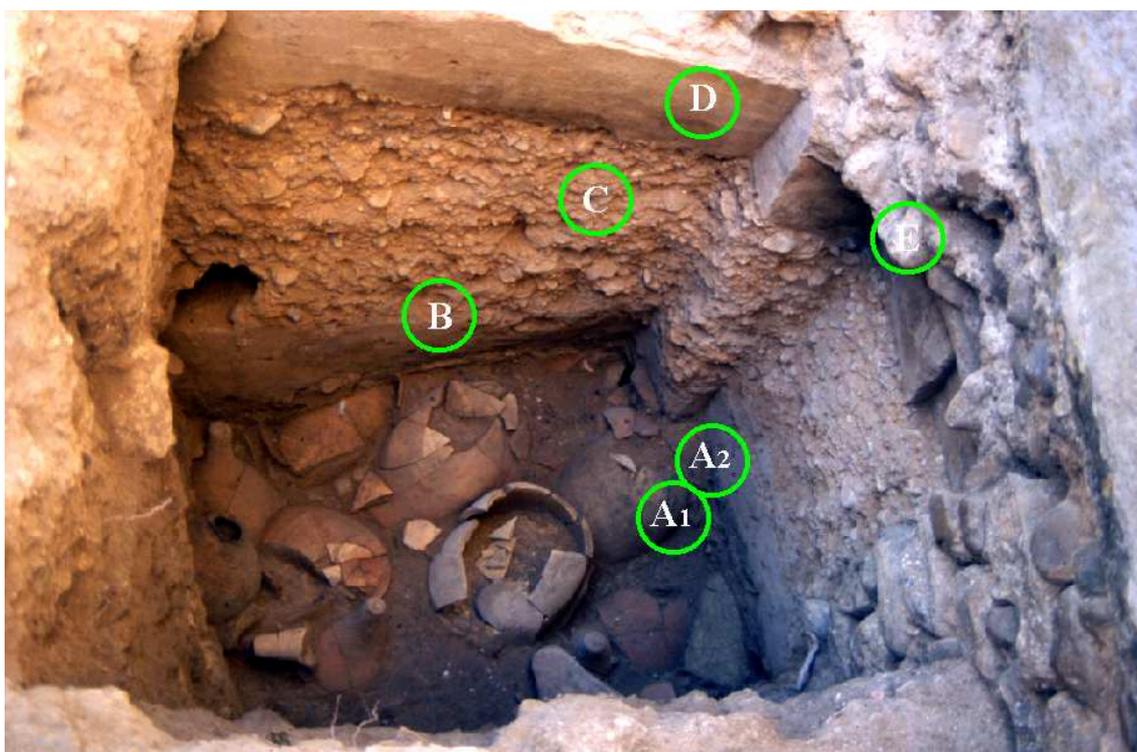


Fot. 144. Ubicación de las catas realizadas durante la excavación arqueológica.

De las cuatro catas arqueológicas nos interesa especialmente la más completa, denominada cata D (Fot. 145 y Fig. 80). En ella se profundizaron aproximadamente 1,5 m hasta llegar al nivel de ánforas, estableciéndose la siguiente estratigrafía:

A1. Se trata del nivel inferior, correspondiente al campo de ánforas colocadas de manera ordenada, imbricadas y con presencia de arenas y gravillas de origen fluvial envolviéndolas.

A2. Formado por 8-10 cm de capas de arcillas arenosas, en las que se incluyen restos de carbón y cenizas y algún fragmento de *terra sigillata italica*. Este nivel fosiliza al anterior, del que tan sólo sobresale algún extremo de las ánforas. En él se tomaron muestras de carbón para su datación mediante ^{14}C , que dio una edad de 1825 ± 55 B.P.



Fot. 145. Niveles diferenciados desde el punto de vista geomorfológico. Autor: Francisco de Asís Escudero.

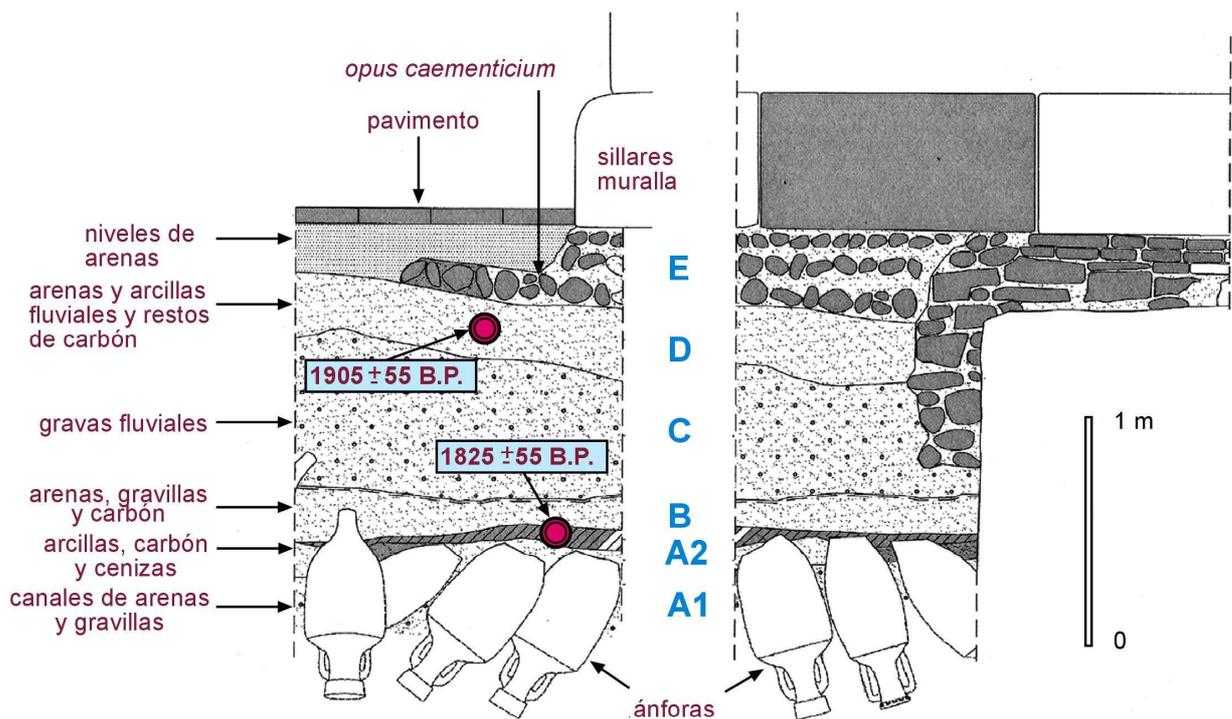


Fig. 82. Unidades sedimentarias y dataciones con C14 en la cata D.

B. Nivel de 18-20 cm constituido por arenas y gravillas fluviales, con estratificación planar. Contiene algunos fragmentos de carbón.

C. Capa de 45-60 cm de gravas y gravillas con una matriz arenosa y carbones dispersos (Fot. 146). Los lentejones de arenas contienen litologías que indican su procedencia del río Ebro –lidas y otras corneanas-. En este nivel se tomó una muestra de carbón para su datación con ^{14}C . El resultado arrojó una fecha que se encuentra completamente fuera del contexto temporal del área estudiada (170 ± 50 B.P.), si bien la muestra ya fue tomada con cautela dada su localización en el contacto con los depósitos superficiales más modernos.

D. 30 cm de arenas con intercalaciones de arcillas, carbones dispersos y huellas de bioturbación (Fot. 146). En este nivel, que presenta

estratificación cruzada, se tomó una muestra de carbón cuya datación con 14C dio una edad de 1905 ± 55 B.P.

E. Es el nivel superior, que recubre el *opus caementicium* basal de la muralla, sobre el que se asientan los sillares basales, que quedan cubiertos por un pavimento de época más reciente.



Fot. 146. Detalle de la composición de los niveles C (gravas) y D (arenas).

El nivel de ánforas se ha interpretado ya desde antiguo (Giménez, 1931) como elemento para la elevación del terreno y drenaje de la humedad del subsuelo, dada su proximidad a los ríos Ebro y Huerva (Escudero, 2000). Desde el punto de vista arqueológico, estas ánforas ya fueron analizadas, a partir de las existentes en el museo de Zaragoza, procedentes de la excavación de Luis de la Figuera, por Beltrán-Martínez (1963), que les otorga una edad de los siglos I-II. Aunque, tras pasar por otras interpretaciones cronológicas, se las supone de Época Augustea (Beltrán, 1987; Beltrán y Fatás, 1998; Escudero, 2000).

A unos 70 m de la muralla romana del Santo Sepulcro, en la Plaza de las Tenerías, se llevó a cabo una nueva excavación arqueológica que sirvió para mostrar la extensión que ocupa el campo de ánforas (Fot. 147). En este caso,

las ánforas, con la misma disposición que la señalada en la muralla, aparecen recubiertas por materiales de desecho, restos de sillares de edificios, etc. (Fot. 147 y 148), es decir, que muestran claramente su funcionalidad como parte basal del acondicionamiento de este sector extramuros para sobreelevarlo y evitar la humedad.



Fot. 147. Campo de ánforas del solar de la Plaza Tenerías.



Fot. 148. Detalle del nivel de ánforas y del recubrimiento superior.

Como ya hemos señalado en la descripción de la cata D, las ánforas aparecen recubiertas por acumulaciones de gravas y arenas de origen fluvial, concretamente del río Ebro, sedimentadas en una gran crecida que fosilizó las cerámicas. A diferencia de lo señalado en la plaza Tenerías, en este caso el recubrimiento se produjo de forma natural y espontánea. La zona correspondería a un sector marginal del río Ebro, de manera que los primeros sedimentos son básicamente finos y arrastran gran cantidad de materiales antrópicos (carbones, cerámicas, cenizas) que estarían en la ribera fluvial. También las gravas y las arenas superiores presentan estos restos. Los niveles fluviales han podido ser datados por 14C a partir de las muestras tomadas en los niveles A2 y D de la cata arqueológica descrita. Las fechas obtenidas (Tabla 9) son de 1825 ± 55 B. P. para el nivel A2, con una fecha calibrada de 100 d. C. y de 1905 ± 55 B. P. para el nivel D, con una edad calibrada de 45 d. C. Como puede apreciarse, las fechas aparecen invertidas en cuanto a su posición estratigráfica, lo cual es explicable por tratarse de fragmentos de carbón transportados por el río de forma desordenada. Esta edad se ve reforzada por el hallazgo en el nivel A2 de fragmentos de *terra sigillata italica*.

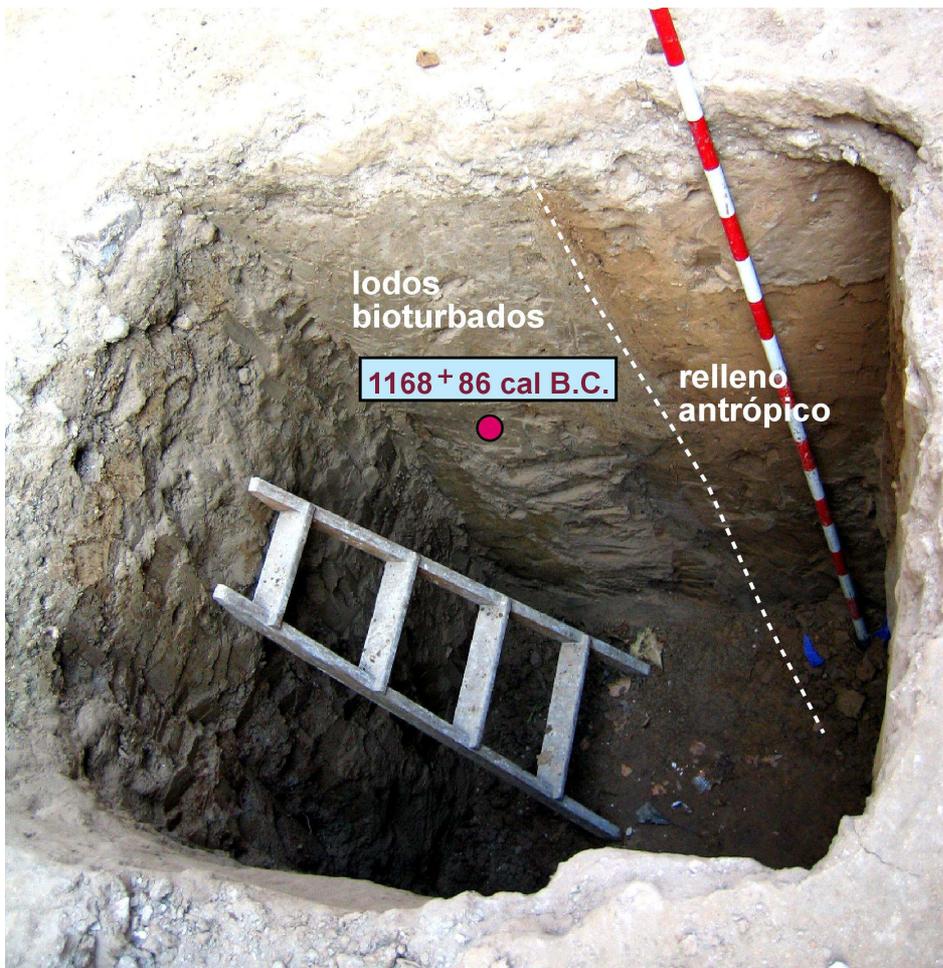
Como consecuencia sólo podemos indicar que la crecida fluvial tuvo que producirse en el siglo I o con cierta posterioridad. Este dato tiene un gran interés, ya que nos informa de una importante crecida fluvial del Ebro en torno al año 100 y además sirve de fecha relativa para la construcción de la muralla que está instalada sobre estos depósitos, lo que refuerza la hipótesis más extendida de que se construyera en el s. III.

Tabla 9. Datación de las muestras del sector de la muralla del Santo Sepulcro.

Muestras	Referencia	Fechas B.P.	Fechas cal.
Mura A2	UZ-4406 /ETH-22577	1825 ± 55	100 d.C.
Mura C	UZ-4497/ETH-22578	170 ± 50	
Mura D	UZ-4405/ETH-22576	1905 ± 55	45 d.C.
Sepulcro II	UZ-5202/ETH-30385	2955 ± 50	1168 ± 86 a.C.

b. Los niveles prerromanos

Durante las excavaciones realizadas en los años 2003-2005 en la prolongación de la muralla hacia el Suroeste, al eliminar otras de las edificaciones que la tapaban, aparecieron nuevas bases de torreones y el lienzo de la muralla. En este sector se realizaron catas arqueológicas en varios puntos cercanos a la parte basal de la muralla, entre las torres 6 y 7. Se observa que su cimentación se asienta sobre niveles de arcillas, que interpretamos como correspondientes a la confluencia de los ríos Ebro y Huerva. El depósito aparece muy bioturbado y con niveles de óxidos de hierro (Fot. 149), propios de una sedimentación de marjal o zona pantanosa. Seguramente la acción fluvial debió recortar la acumulación, formando un escarpe, y posteriormente fue rellenado el talud por materiales de origen antrópico, como puede apreciarse en la Fot. 149.



Fot. 149. Cata en la que se aprecia con claridad el límite entre los lodos bioturbados y el relleno antrópico.

En este sector no se llegaron a localizar restos del extenso campo de ánforas que hemos descrito en el apartado anterior. En uno de los perfiles se tomó la muestra Sepulcro II para su datación con ^{14}C , que ha dado una edad de 2955 ± 50 B. P., con una calibración de 1168 ± 86 a. C., es decir que la muralla se apoya en dicho punto sobre materiales más antiguos que los señalados entre las torres 1 y 2.

Igualmente, durante los años 2006-2008 se efectuaron nuevas catas para determinar las características del sustrato en que se apoya la muralla, en este caso entre las torres 5 y 6 y la conjunción con la muralla medieval (Fot. 150).



Fot. 150. Lugar en el que confluyen la muralla romana, adaptándose a la topografía, y la medieval.

En este sector la muralla tiene que adaptarse a la particular topografía original del sustrato, ya que aflora una de las terrazas pleistocenas del río Ebro, cuyo escarpe marca el límite de la llanura de inundación holocena que hemos señalado en las dos zonas anteriores. Por encima de las gravas pleistocenas se conservan niveles de gravillas y capas de arenas fluviales con carbones dispersos, en los que se ha tomado una muestra para datar con ^{14}C , y que no ha sido datada por el momento (Fig. 83 y Fot. 152).

Por otra parte, también aquí aparece la zona de unión de la muralla construida en el s. XIV para ampliar la ciudad, surgiendo en dirección oblicua a partir de la muralla romana. Este muro medieval tiene características muy diferentes a las señaladas en la parte romana, ya que está construida con doble pared de ladrillo relleno de mortero de cal y cantos. La conjunción entre ambas murallas se produce justamente en el antiguo escarpe de la terraza (Fot. 150).

La muralla romana salva el desnivel entre la terraza y el fondo mediante un escalonamiento acompañado de relleno de mortero, con lo cual, desde este punto y hacia el Ebro toda la muralla tiene un basamento de este mortero, colocado con una cierta inclinación (Fot. 151) hacia los sillares que se le superponen o bien con *opus caementicium*, como hemos indicado en el primer sector.



Fot. 151. Mortero de cal y cantos para cimentación de la muralla, suavemente inclinado hacia la misma. Atrás puede observarse los sedimentos en que se excavó la zanja de cimentación y el relleno posterior.
Autor: Francisco Escudero.

Las catas abiertas entre los torreones 5 y 6 muestran que el mortero de cal y canto que forma la base de la muralla está relleno una zanja abierta en Época Romana cortando los niveles inferiores. El perfil (Fig. 83; Fot. 151 y 152) efectuado nos muestra una acumulación de unos 80 cm, en cuya parte basal (1), formada por niveles arcillosos, se han localizado cerámicas de la Edad del

Hierro (s. V a. C.). Un segundo nivel (2), de unos 30 cm, está formado por arcillas, tierra suelta, restos óseos, algunos cantos rodados, en definitiva un material removido. El tercer nivel diferenciado (3) son unos 14-15 cm de arenas muy finas pertenecientes a un canal somero, con material bien clasificado y estratificaciones cruzadas que denotan su génesis fluvial, y más concretamente del río Huerva. Este nivel aluvial nos muestra la entrada de canales de crecida, previos a la muralla romana. A techo del perfil aparece un suelo fuertemente bioturbado (4). En este caso, la cimentación se apoya sobre el nivel basal, que como hemos indicado pertenece a la Edad del Hierro.

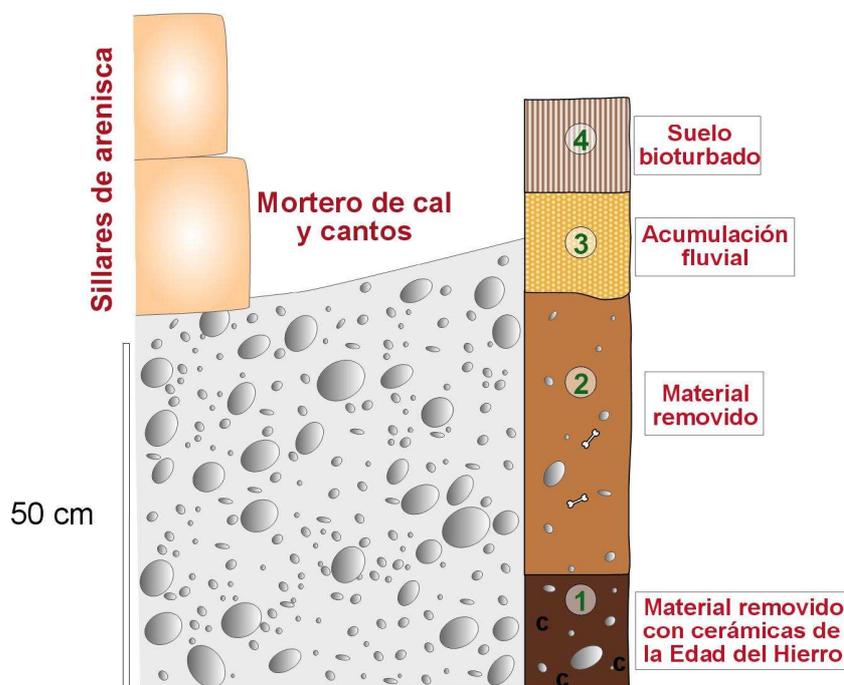


Fig. 83. Perfil de los sedimentos que componen el sector de la muralla entre los torreones 5 y 6, mortero de cal y canto basal e inicio de la muralla.



Fot. 152. Mortero de cal y cantos sobre el que se apoya el lienzo de la muralla y unidades diferenciadas en el corte estratigráfico.

3.3.4.2. La muralla romana de San Juan de los Panetes

El segundo sector bien conservado de la muralla romana es el de San Juan de los Panetes, junto al torreón de la Zuda. Esta muralla, formada por varias torres y sus lienzos intermedios, ocupa el sector noroccidental de la ciudad romana (Fot. 141 y Fot. 153), la que ha estado más sometida a la acción fluvial del río Ebro, ya que a partir del meandro de Ranillas, el cauce se dirige directamente hacia este ángulo de la ciudad. Junto a la base de la iglesia de San Juan se aprecia cómo la argamasa que forma la cimentación de la muralla descansa sobre un paquete de 0,55 m de arenas de origen fluvial, muy afectado por bioturbación de raíces. Estas arenas se apoyan asimismo sobre 0,45 m de materiales removidos (arenas, gravas, etc.) y la parte basal muestra el inicio de otra formación fluvial de 0,25 m visibles en el corte, compuesta de gravas del río Ebro. Puede por tanto indicarse que el asentamiento del muro presenta las mismas características de apoyo basal que el sector de Santo Sepulcro.



Fot.153. Muralla romana de San Juan de los Panetes.

La muralla alcanza un espesor de 6,6-6,7 m y mantiene la estructura en forma de dos muros yuxtapuestos, el externo de sillería (3,7 m) y el interno de *opus caementicium* (3 m) (Fot. 154). En los sillares se aprecia la existencia de restos de antiguas construcciones y algunos bloques de alabastro con lapiaz en acanaladuras, colocados en posición lateral respecto a su situación genética original



Fot. 154. Sillares externos de la muralla romana (dcha.) y *opus caementicium* del lado interno (izq.).

En este sector confluyen construcciones romanas y de Época Musulmana, ya que el alcázar musulmán se situaba justamente en este extremo de la ciudad, instalado sobre uno de los torreones de la muralla; a partir de 1118, con la conquista de Alfonso el Batallador, se convierte en palacio real hasta el s. XIII, a partir de cuyo momento se utiliza el palacio de la Aljafería. El torreón de la Zuda actual es ya una reedificación del s. XVI.

Este tramo de la muralla, según documentación existente, fue destruido por una gran crecida del Ebro en el año 827, que afectó a dos torreones y un sector de los muros (Vallvé, 1999, en Escudero y de Sus, 2003), de tal manera que las construcciones musulmanas se levantaron sobre los restos de la muralla romana. Sobre la base de uno de los torreones se alza el actual edificio de la Zuda y en las excavaciones efectuadas al pie del mismo es posible observar la parte inferior de uno de los torreones romanos.



Fot. 155. Muro del palacio musulmán (dcha.) y parte de la muralla externa y del relleno intermedio (izq.).

En las excavaciones se pudo apreciar que los antiguos torreones de este sector fueron forrados por un segundo muro externo (Fig. 84 y Fig. 85) para proteger mejor este entorno en relación con las embestidas fluviales del río Ebro. Posteriormente se añadieron nuevas torres de planta cuadrangular, todavía en época musulmana, y se construyó el palacio principal, del que se conservan numerosas estructuras (Fig. 84). La mayoría de estos edificios tienen situada su cimentación entre 3 y 4 m por debajo del nivel de la calle actual (Fot. 155).



Fot. 156. Base curva del torreón romano, sobre la que descansa el torreón de sección cuadrangular de Época Musulmana.



Fig. 84. Plano de la muralla en el sector de San Juan de los Panetes. En turquesa, edificaciones romanas; en rojo, edificaciones musulmanas.



Fig. 85. Dos secciones del plano anterior de la muralla en el sector de San Juan de los Panetes.

Esta parte de la ciudad era la más castigada por la acción del Ebro, en sus crecidas importantes, como lo demuestran las sucesivas fortificaciones y defensas que se prolongaron desde Época Romana hasta Medieval. Por otra parte, durante la excavación realizada aparecieron registros sedimentarios fluviales, conteniendo algunos restos de cerámica medieval, por lo que las crecidas hicieron elevar progresivamente el nivel del suelo.

Los datos geoarqueológicos aportados por este sector de la muralla son muy escasos, excepto la demostración de la gran actividad fluvial del río Ebro durante la Época Medieval, afectando a las construcciones y obligando a reforzar las defensas frente a las crecidas.

3.3.5. El teatro romano de *Caesaraugusta*

La ciudad de *Caesaraugusta*, tal y como se ha comentado ya, fue construida sobre terrazas fluviales de los ríos Ebro y Huerva, en parte antiguas, pero con sectores donde dominan los materiales fluviales del Holoceno superior, quedando estas últimas topográficamente más bajas. Por esta razón el núcleo urbano estuvo expuesto desde el inicio al dinamismo de ambos ríos, especialmente en los sectores Norte y Noreste.

En el contexto fluvial descrito anteriormente, se construyó el teatro romano de *Caesaraugusta* (Fot. 157). Este edificio tenía unas dimensiones de 106 m de diámetro desde el margen exterior y una capacidad cercana a los 6000 espectadores. Se concluyó en Época de Tiberio, aunque sufrió posteriores modificaciones a lo largo del tiempo. Se conserva una parte de la infraestructura de la *cavea*, algunos niveles de gradas y parte del enlosado de mármol de la *orchestra*. Sin embargo, no se conoce prácticamente nada de la *scaena*, que seguramente era monumental.



Fot. 157. Fotografía aérea de la ciudad de Zaragoza en la que se indican los límites de la muralla romana y la situación del teatro romano.

Desde un punto de vista técnico, la construcción del teatro aprovechó el gradiente existente entre la zona más alta de la ciudad (proximidades del actual Teatro Principal) y los niveles de gravas de la terraza antigua del Ebro (Fot. 158 y 159). Sobre las gravas existía en el momento de su construcción un grueso paquete de arenas, seguramente del río Huerva, dado su color amarillento característico. No se trata de grandes desniveles naturales, por lo que hubo que sobreexcavar la zona baja del teatro y construir gruesos muros para sobreelevar las gradas superiores.

Para construir la *Orchestra* del teatro se procedió previamente al rebajamiento del nivel aluvial inferior. Este proceso no debió de ser muy costoso puesto que la parte superior del depósito, como ya hemos indicado, estaba constituido en su mayor parte por arenas fluviales (Fot. 159).



Fot. 158. Vista aérea del teatro romano de *Caesaraugusta*. Autor: Francisco de Asís Escudero.



Fot. 159. Arenas fluviales de la parte superior del depósito, rebajadas para la construcción del teatro romano.

En la Fig. 86 se representa un perfil elaborado durante la excavación del teatro romano, en el que se pueden apreciar los sedimentos compuestos por una base de 3 m de espesor visible de gravas fluviales –seguramente con continuación en profundidad-, sobre los que se depositaron más de 3 m de arenas finas bien clasificadas –reconstruidas a partir de la observación de dos sectores diferentes de la excavación-. Este depósito se corresponde con un tipo de sedimentación típico de canales trenzados y meandriformes, en el que las arenas finas, en las que se aprecian estructuras de estratificación cruzada de bajo ángulo y sin apenas intercalaciones de materiales de mayor calibre, corresponden a la sedimentación en la llanura de inundación.

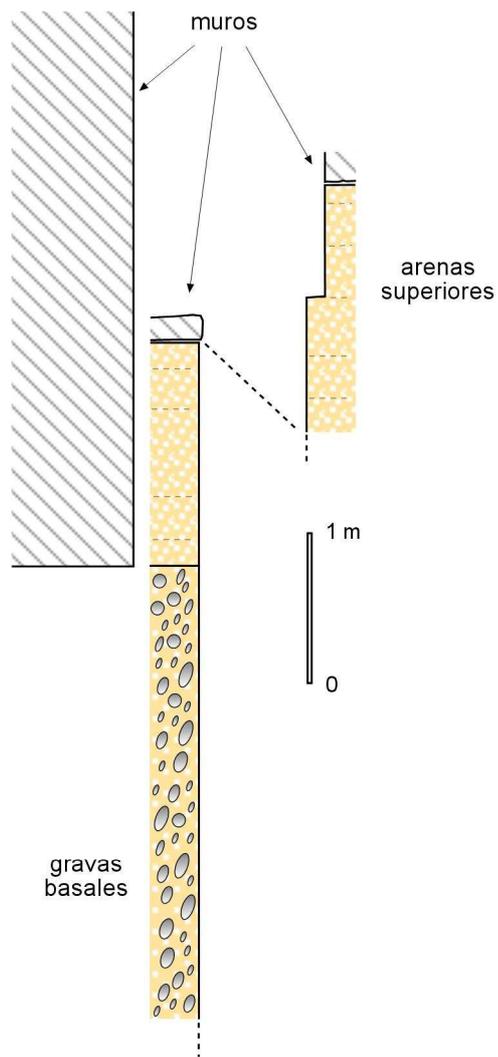


Fig. 86. Perfil realizado durante la excavación arqueológica del teatro romano en el que se diferencian secuencias de gravas y arenas fluviales en la base de la construcción.

Gracias a la aparición de pozos profundos de época postromana y que atravesaban tanto la estratigrafía del teatro como su sustrato, hemos podido comprobar que la cimentación del teatro se llevó a cabo sobre las gravas antiguas infrayacentes, para lo que se procedió a la apertura de zanjas y pozos que fueron posteriormente rellenados de cemento para afianzar los cimientos. Por otra parte, en las arenas superiores se apoyaron paredes secundarias que no precisaban una base tan sólida (Fig. 86). Así pues, la cimentación del teatro

se realiza parcialmente sobre gravas muy cementadas, pero también en los niveles medios y superiores de las arenas (Fig. 87).

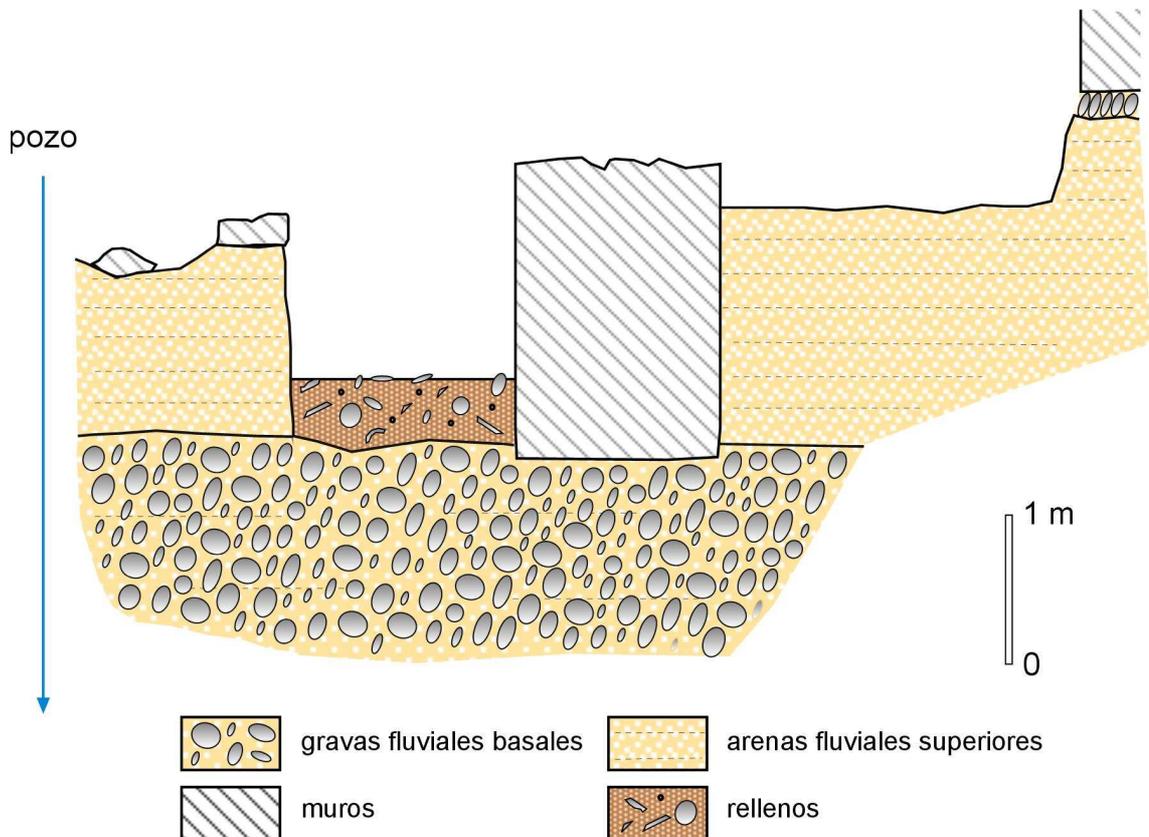


Fig. 87. Perfil realizado durante la excavación arqueológica del teatro romano en el que se diferencian secuencias de gravas y arenas fluviales en la base de la construcción.

3.3.6. La topografía de la ciudad y la polémica sobre su abastecimiento de agua

En la actualidad resulta bastante complejo reconstruir cómo sería la topografía original de la zona en la que se construyó *Salduie* y *Cesaraugusta*, ya que la red viaria y los continuos cambios en las edificaciones, especialmente en la segunda mitad del s. XX han desvirtuado la morfología original. Por ello, solamente podemos utilizar algunas de las cotas extraídas de las excavaciones arqueológicas y la topografía que aparece en el mapa de Zaragoza realizado por Casañal (1892) a escala 1:50000, con curvas de nivel con equidistancia de 0,5 m. Esta cartografía es la que ha servido de base tradicionalmente para

situar los hallazgos romanos por ser la topografía más cercana a dicha época histórica (Beltrán *et al.*, 1980; Beltrán y Mostalac, 1991; Beltrán y Fatás, 1998) (Fig. 88).

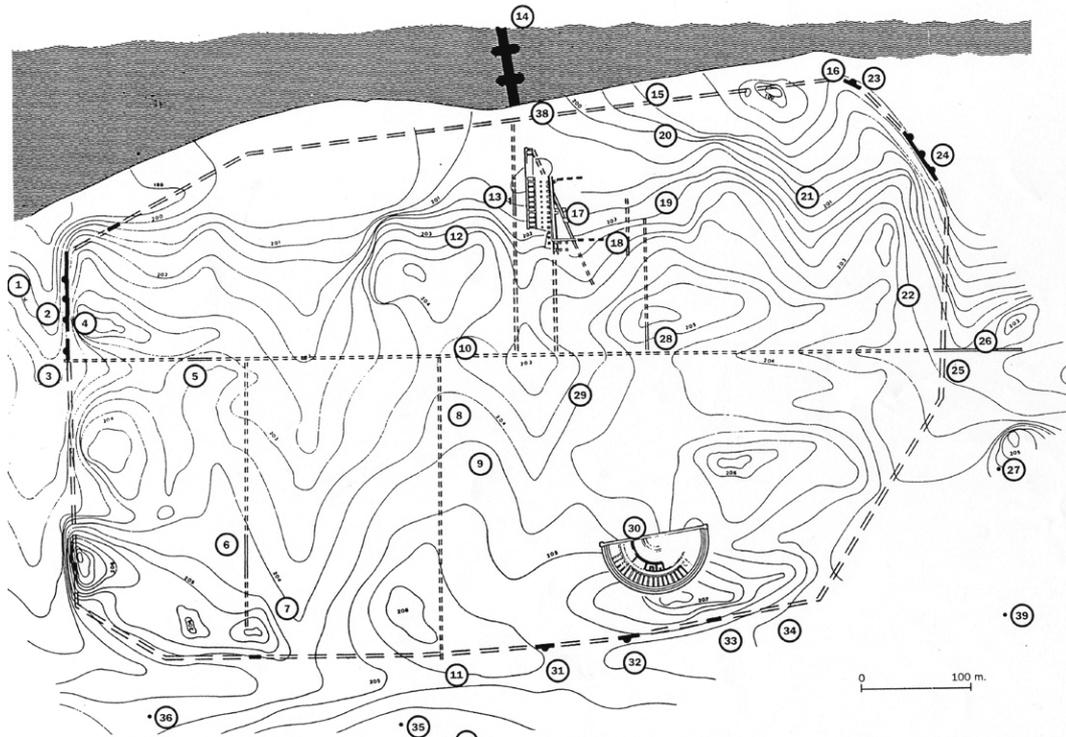


Fig. 88. Mapa de la topografía del casco antiguo de la ciudad de Zaragoza con el trazado de algunas cloacas romanas (Casañal, 1892, reelab. por Beltrán y Fatás, 1998).

En el mapa de Casañal (1892) y demás autores citados, se aprecia la existencia de una zona sobreelevada (207,5 m), en la zona de la calle Verónica, en donde se apoyaría parte del graderío del teatro romano; un segundo promontorio, con cotas de 208 m, en el chaflán próximo a la Audiencia, descendiendo las alturas, con algunos pequeños resaltes de valor métrico, en dirección al río. Igualmente podemos apreciar la existencia de dos vaguadas en el Coso (sector Sur), que como ya hemos indicado podrían relacionarse con antiguos fosos, que se prolongan por la actual Avenida César Augusto hasta el Ebro. Internamente se adivina una zona más baja (202-203 m) en el recorrido actual de la calle Alfonso. Las partes más abruptas parecen marcar escarpes de la terraza antigua del Ebro, concretamente en las murallas

de San Juan de los Panetes y del Santo Sepulcro, así como en el chaflán de la Audiencia, quedando la zona más llana, a unos 200 m, en el sector del Pilar. La red de cloacas, que tuvo que trazarse siguiendo pendientes adecuadas para su desagüe hacia el Ebro y el Huerva, aparece reflejada en el mapa de Beltrán y Fatás (1998) (Fig. 88) y siguen algunos de estos accidentes topográficos.

Partiendo de esta cartografía y de las diferentes cotas establecidas en las intervenciones arqueológicas del teatro romano (C/ Verónica 203,56 m), de una cisterna de la Plaza de las Eras (202 m) (Fot. 160), de la situación de las cloacas (Fot. 161) de las calles Jussepe Martínez (200,55 m), Fuenclara (199,68 m), Morlanes (200,74 m), Santa Marta (201,23 m) y San Jorge (200,90 m) y de las excavaciones de la muralla del Santo Sepulcro (201-194,5 m). Hemos intentado reconstruir un perfil topográfico aproximado desde el Coso hasta el río Ebro (Fig. 89). Muestra el desnivel y la localización del teatro y las murallas romana y medieval del Santo Sepulcro, así como la posición de las tres unidades morfológicas que caracterizan el sector oriental de la ciudad (terrazza antigua de gravas, nivel de arenas superiores y terraza reciente).

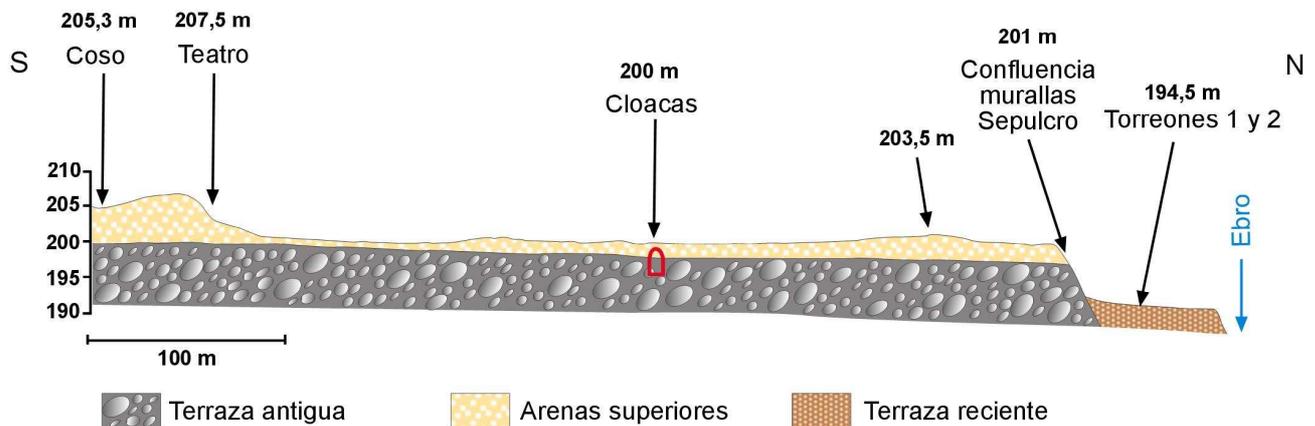


Fig. 89. Corte S-NE desde el coso hasta las murallas del Santo Sepulcro, mostrando la presencia de tres unidades sedimentarias.



Fot. 160. Cisterna romana de la Plaza de las Eras. Autor: Francisco de Asís Escudero.



Fot. 161. Cloaca romana. Autor: Marta Espinalt.

La cercanía de cuatro ríos importantes, como son Jalón, Huerva, Gállego y Ebro, no podía generar desabastecimientos de agua para el consumo de la ciudad romana, sin embargo hay cierta polémica respecto a la procedencia concreta de esta agua, basándose en indicios poco significativos. La aparición en el s. XIX de unos tubos de plomo junto al puente de Piedra (según

manuscrito de J. A. Fernández -1752-1814- "Acueducto cesaraugustano", citado por Beltrán y Fatás, 1998) llevó a la conclusión de que el puente tenía además carácter de acueducto en Época Romana, ya que en las inscripciones existentes en los tubos muestran los nombres de un edil, Marco Julio Antoniano y de varios esclavos públicos, que serían los responsables de su construcción. Estas cañerías, actualmente desaparecidas pudieron suministrar un caudal de 11300 m³ diarios de agua (Beltrán y Fatás, 1998). Esto supondría que uno de los abastecimientos principales de la ciudad tendría como procedencia el río Gállego, tomando el agua a través de un azud y una acequia, posiblemente la actual acequia de Urdán. Un problema que plantea esta hipótesis, aparte de las dificultades para su mantenimiento durante las crecidas del río Ebro, es que topográficamente llega en posición muy baja hasta la ciudad, es decir la cota del puente. Esto podría solucionarse mediante la construcción de un sifón que colocara el agua a la altura necesaria, que tiene que ser lógicamente superior a la de las cloacas y las cotas altas de la parte Sur de la ciudad. Blázquez (2005) señala un problema añadido y es que este tipo de tuberías no podría soportar la presión necesaria para la conducción del agua a la parte alta de la ciudad. Este mismo autor incluso plantea la posibilidad de que la circulación de agua fuese al revés, partiendo del casco antiguo para llevarla a las nuevas zonas urbanizadas de la margen izquierda del Ebro.

Otra posibilidad de suministro de agua la aporta el río Huerva. De la existencia de acequias en el valle del Huerva se habla ya en las disputas sobre el agua del bronce de *Contrebia Belaisca*, ciudad celtibérica situada junto al río Huerva, cerca de Botorrita, aunque algunos opinan (Abadía, 1995) que los problemas de riego se refieren al canal *Alaun-Salduie* (Alagón-Zaragoza), que tomaría sus aguas del río Jalón. A favor de la existencia de una toma de agua, ya sea para riego o para abastecimiento de Cesaraugusta, estaría la presencia de la gran presa romana de Muel (Fot. 162), situada unos 20 km al sur de Zaragoza.



Fot. 162. Presa romana de Muel (Zaragoza).

Esta presa, actualmente colmatada, debió tener un vaso suficientemente amplio como para aportar caudales a la ciudad, llegando por gravedad, sin necesidad de construir sifones ni sistemas de elevación de agua, además de la ausencia de peligrosidad para su mantenimiento. Por otra parte, por los datos aportados por los estudios geoarqueológicos del curso bajo del Huerva, los rellenos de época ibero-romana situaban el nivel aluvial de este río al menos 2-3 m por encima del cauce actual (Peña *et al.*, 2004), lo que facilitaría aún más las cotas de partida de un posible canal procedente de Muel. Esta agua se almacenaría en cisternas en la parte alta de la ciudad y abastecería al conjunto urbano, simplemente por gravedad. Sin embargo, no se han encontrado restos de conducciones de ninguna clase que nos permitan apoyar esta hipótesis, que es la más lógica y fácil de defender.

Blázquez (2005), atendiendo a la preferencia que tenían los romanos por el agua de manantiales para su consumo, propone la utilización de las fuentes cercanas a la ciudad, como son la de Calasanz y de los Arcaduces, aunque plantean el mismo problema topográfico, que ya hemos mencionado para el

acueducto procedente del Gállego o de la propia toma de agua desde el río Ebro.

Otra polémica relacionada con el agua es la navegabilidad del Ebro hasta Zaragoza. La gran anchura de la llanura aluvial, el enorme transporte de sedimentos en los momentos de crecida ordinaria, la presencia de canales múltiples, etc. son inconvenientes poco valorados hasta el momento, defendiéndose siempre el gran papel de puerto fluvial de la ciudad de *Caesaraugusta*. Incluso, en las excavaciones realizadas en la calle Echegaray y Caballero en 1991, se ha creído encontrar una puerta que formaría parte de dicho puerto fluvial, lo cual es difícil de demostrar (Fot. 163)



Fot. 163. Puerta del supuesto puerto fluvial de Zaragoza.

3.3.7. Conclusiones parciales de los ríos principales

A partir de los datos obtenidos, principalmente de las excavaciones arqueológicas que tuvieran relación con las acumulaciones fluviales de los ríos Ebro y Huerva en la ciudad de Zaragoza, podemos deducir algunas conclusiones específicas sobre el comportamiento morfohidrológico de estos ríos y su interacción con la actividad humana en el desarrollo urbano de Zaragoza.

Se han analizado principalmente tres zonas: el sector de la muralla del Santo Sepulcro, el de San Juan de los Panetes y el teatro romano, con intención de recomponer un perfil topográfico desde la parte alta de la ciudad hasta el nivel de los ríos Ebro y Huerva.

Por orden cronológico se ha puesto de manifiesto que los registros más antiguos relacionados con actividad fluvial pertenecen a la Edad del Bronce, en cuyos momentos existe una amplia zona de confluencia de ambas corrientes fluviales, con sedimentos de marisma, poco adecuados para la ocupación humana. A estos niveles inferiores, localizados en el sector del Santo Sepulcro, se superponen acumulaciones con cerámicas de la Edad del Hierro y, finalmente, una serie de unidades fluviales del río Ebro, que por una parte fosilizan un campo de ánforas romanas y por otra sirven de base de asentamiento de la muralla romana.

Las dataciones aportadas sitúan estos niveles fluviales como posteriores al siglo I d.C., lo que corrobora la opinión de algunos historiadores sobre una posible edad para la muralla del siglo III. Aunque no hay dataciones en el sector de San Juan de los Panetes, se ha vuelto a apreciar una forma de asentamiento muy similar, sobre depósitos de arenas fluviales para este tramo de muralla. Estos materiales analizados en la parte basal de los torreones y lienzos de muralla nos informan de la importancia de las crecidas fluviales durante el periodo de asentamiento prerromano y romano, conteniendo información bien documentada cronológicamente en el Holoceno superior.

Por otra parte, en la zona de conjunción de la muralla romana del Santo Sepulcro con la ampliación a través de la muralla medieval (Fot. 150), se pone de manifiesto la existencia de un escarpe de gravas muy cementadas, anteriores a las acumulaciones holocenas, de manera que a partir de ese punto la muralla debe salvar un escalón, dejando la terraza holocena para colocarse sobre niveles fluviales más antiguos. Estas mismas gravas cuaternarias vuelven a aparecer en el sector del teatro romano, al que sirven de basamento en el sector de la *scaena*, superponiéndose grandes espesores de arenas, en parte procedentes del río Huerva, que constituyen el apoyo del graderío inferior del teatro.

Con estos datos y la existencia de algunas cotas topográficas fijadas en otras excavaciones arqueológicas, ha sido posible trazar un perfil aproximado de la ciudad desde la zona alta (actual teatro Principal) hasta el río Ebro (Fig. 89). Este perfil se correlaciona bien con el antiguo mapa de Casañal (Fig. 88) y con el trazado de la red de cloacas de Época Romana.

Finalmente, se puede concluir también que el trazado actual del río Ebro a su paso por Zaragoza se mantiene prácticamente en la misma disposición que en Época Romana, lo cual también es de interés para establecer posibles abastecimientos de agua para la ciudad en relación con la red fluvial circundante y para descartar ciertas opiniones acerca de otros trazados anteriores de meandros del Ebro en el entorno de Zaragoza.

4. VALORACIÓN DE LOS RESULTADOS

Tal como nos habíamos propuesto en los objetivos de este trabajo, se han obtenido numerosos resultados procedentes de diferentes registros sedimentarios y morfologías holocenas, repartidas entre rellenos de valle, conos aluviales, laderas y terrazas holocenas del Ebro. Estos resultados tienen un carácter analítico y aportan una información dispersa que hemos intentado sintetizar como conclusiones parciales para cada uno de estos grupos de registros, en los que se establece un sistema general de niveles y etapas y unas cronologías absolutas y relativas que nos permiten aproximarnos a una ordenación evolutiva del sector medio del valle del Ebro.

Los resultados han tenido una relevancia variable a lo largo de las diferentes formas analizadas. Mientras que los valles y conos aluviales han proporcionado abundantes datos sobre su dinámica genética, basada en dataciones geoarqueológicas y de ^{14}C , permitiendo el establecimiento de cuatro niveles acumulativos en el fondo de los valles y secuencias complejas de evolución de conos, otras formas de las que esperábamos información más importante, como son las laderas, apenas han dado resultado. Lo mismo ocurre con las terrazas holocenas de los ríos principales, cuyas conclusiones se basan principalmente en los depósitos de la ciudad de Zaragoza.

Este contraste en la información obtenida no se debe a un menor estudio de detalle de las formas de ladera y terrazas fluviales, sino a la falta de conservación de estas morfologías, ya sea por la rapidez de su evolución en el caso de las primeras o por el carácter poligénico que la terraza holocena del Ebro, al igual que las del Gállego, ha tenido a lo largo de estas etapas recientes. Por ello, los datos de laderas son muy dispersos, tienen carácter residual y se reducen a un periodo temporal muy reciente, ya que solamente se han conseguido datar etapas medievales/post-medievales con una cierta seguridad y continuidad, quedando únicamente algunos pequeños restos más antiguos de difícil datación e incluso asignación a niveles concretos de correlación con otras formas colaterales. Igualmente, para conocer las crecidas holocenas de los ríos Ebro y Huerva, ha habido que utilizar datos procedentes

directamente de excavaciones arqueológicas realizadas en el interior de la ciudad de Zaragoza, aportando información geoarqueológica de gran importancia tanto para la evolución hidromorfológica de estos ríos como para su relación con la evolución cultural de la ciudad.

La cartografía realizada nos muestra una visión general del conjunto de formas de relieve del sector central del valle del Ebro, que aparecen magnificadas en el caso de los barrancos de mayor interés geomorfológico en escalas de mayor detalle, que han permitido situar espacialmente y de forma ordenada los diferentes registros sedimentarios, así como la ubicación de los perfiles sedimentológicos, los restos arqueológicos y constructivos y las muestras para dataciones ^{14}C . En este aspecto, creemos que se cumplen plenamente algunos de los objetivos que nos habíamos propuesto inicialmente, que se ven completados por una detallada descripción de secciones-tipo en rellenos de valle y conos y una abundante información gráfica en forma de figuras y fotografías, que apoyan los datos vertidos en las descripciones de cada barranco y de los diferentes depósitos de ladera.

El tema de los registros holocenos no queda completamente agotado con nuestro estudio, ya que cabría la posibilidad de utilizar otras técnicas que aportaran nuevos datos de valor paleoambiental, como estudios palinológicos o de isótopos estables, así como la aplicación de otros métodos de datación en acumulaciones donde no ha sido posible utilizar ni la Geoarqueología ni la materia orgánica. Respecto a los análisis de polen, ya se han realizado varias tentativas en depósitos similares, en los que domina el material yesífero, especialmente en el valle del Huerva, siempre con resultados negativos debido a las características del material. Los isótopos estables, que podrían haberse utilizado para analizar paleotemperaturas, especialmente en gasterópodos, tampoco nos pareció que pudieran darnos resultados de suficiente envergadura para comparar entre diferentes niveles o etapas sedimentarias. Finalmente, la presencia de carbones y restos turbosos o cenicientos son relativamente abundantes como para restringir las dataciones al método utilizado, mucho más preciso que la luminiscencia para etapas tan recientes, aunque somos

conscientes que podrían intentarse dataciones de Pb^{210} , que seguramente realizaremos próximamente.

En las conclusiones parciales hemos establecido, a partir de los datos disponibles sendos modelos para la evolución de valles, conos y laderas, que intentan reflejar las distintas posibilidades observadas en el área de estudio, apareciendo algunas particularidades que no habían sido descritas en otras acumulaciones holocenas analizadas en otros puntos de la Depresión del Ebro, como es el caso de la peculiar evolución del N3 del barranco de la Virgen o la doble disposición de conos aluviales.

A lo largo de las descripciones de los distintos registros hemos hecho poca referencia a la génesis dominante en el desencadenamiento de los procesos geomorfológicos que caracterizan el área de estudio, aunque de forma dispersa se hagan indicaciones puntuales acerca del carácter climático o antrópico de determinados niveles, así como a la influencia del río Ebro como nivel de base general.

Es difícil decantarse con carácter global sobre una determinada causa para la formación de los diferentes niveles acumulativos en cada una de las morfologías analizadas. Sin embargo, podemos proponer algunas observaciones que nos decantan hacia el predominio del factor climático o antrópico, o bien por un carácter mixto en algunos casos. Desgraciadamente las laderas no han colaborado porque serían las formas de relieve que mejor definen los aspectos paleoambientales, por su especial fragilidad ante la influencia de las fluctuaciones climáticas (Burillo y Peña, 1984 a), por lo que la mayor parte de los resultados de valor paleoambiental tiene que proceder necesariamente de los rellenos de valle y conos aluviales, que son los registros más abundantes en todos los barrancos analizados. Tampoco los datos de las crecidas del Ebro en Zaragoza aportan información de carácter local, ya que obedecen a causas climáticas puntuales y de difícil asignación a un lugar concreto de la cuenca.

El carácter general que presentan las acumulaciones, que hay que extenderlo hacia el valle del río Huerva e incluso el sector catalán y navarro de la

Depresión del Ebro, parece mostrar una sincronía en la evolución del relieve holoceno que lleva a pensar en causas globales en la generación de procesos de acumulación e incisión. Este mismo carácter general lo encontramos para el Pleistoceno en la formación del sistema de terrazas, debido a la alternancia de cambios climáticos de fases frías y cálidas, pero trasladado al Holoceno, con fluctuaciones climáticas mucho más pequeñas, la explicación solamente climática resulta realmente difícil de mantener. El modelo propuesto por Vita Finzi (1969), con dos etapas de aluvionamiento (*Older fill* y *Younger fill*), atribuidas por el autor a factores climáticos y con unas cronologías muy concretas (Pleistoceno superior/Holoceno inicial y Época Romana tardía/Medieval) no coinciden con las etapas establecidas en la Depresión del Ebro. Tampoco hay una coincidencia con la explicación antropogénica de algunos autores como Wagstaff (1981), Pope y van Andel (1984), Kalis *et al.* (2003), Oldfield *et al.* (2003) o Butzer (2005), que atribuyen la aceleración de los procesos de erosión y sedimentación a la actividad humana, especialmente a la eliminación de la vegetación, por lo que los ciclos geomorfológicos estarían guiados por variaciones en la presión antrópica a causa de cambios demográficos y de uso del suelo (Butzer, 2005). Sin embargo, la búsqueda de un origen mixto antropoclimático, ha sido sostenida por Jordà y Vaudour (1980), Bintliff (1981, 1982 a, b, 1992), Gutiérrez y Peña (1998). También Faust *et al.* (2004) defienden la causa climática para explicar los cambios de paisaje en el Norte de África durante el Holoceno superior, aunque intensificado o atenuado localmente por el impacto humano.

En los trabajos realizados por diferentes autores en la Depresión del Ebro y la Cordillera Ibérica, no toman una posición clara con respecto a la génesis desencadenante de las acumulaciones y las incisiones, excepto en algunas consideraciones que establecen Peña *et al.* (2004), diferenciando distintas génesis en función de los niveles de acumulación, dando predominancia al clima o a la actividad antrópica, basándose en el tipo de materiales, el espesor de sedimentos y la coincidencia lateral con acumulaciones del río principal, colector de las aguas y sedimentos de estos barrancos.

Nuestra valoración personal coincide con lo indicado por el autor últimamente citado, basado en el valle del Huerva y en el sector de Fraga-Lleida. El nivel N4, formado por una gran abundancia de litologías calcáreas tendría su origen en el funcionamiento del conjunto de la cuenca del barranco correspondiente y además, enlazaría sus depósitos con la terraza T2 del río Ebro, por lo que parece responder a una evolución conjunta, típica de un funcionamiento climático. Sin embargo, el nivel N3 presenta un largo periodo de sedimentación (desde el Epipaleolítico final hasta Época Romana) (Tabla 8), un predominio de los limos yesíferos procedentes de la erosión de las laderas y un espesor importante de materiales (hasta 14 m de sedimento). Estos depósitos no llegan a enlazar en ningún caso con las terrazas del río Ebro, por lo que parece que su evolución es independiente del funcionamiento del conjunto de la cuenca y que se trata de depósitos locales, aunque con una dinámica común entre los distintos barrancos, surgida seguramente de la existencia de una causa regional. Es por ello que el nivel principal y sus conos correspondientes N3 puedan ser el resultado de una activa intervención humana en las pequeñas cuencas del entorno de Zaragoza, por lo que nos inclinamos por un origen antrópico, aunque en unas condiciones ambientales favorables para la erosión.

Por otra parte, existe un cambio muy notable entre los sedimentos de N3 y los de los niveles inferiores (N2 y N1), cuya composición es más pedregosa, con cantos de gran tamaño y un espesor de entre 1 y 3 m. Para este caso, creemos más probable una causa climática, especialmente dominada por tormentas de alta intensidad y alta variabilidad climática. Para el nivel N0b, el trabajo de Saz *et al.* (2004), en el barranco de la Morera, afluente del Huerva, ofrece edades en torno a 50 años, a partir del crecimiento de los tamarix, y de 25 años para el nivel N0a, que se corresponden con la variabilidad climática propia de las últimas décadas (González-Hidalgo *et al.*, 2007).

Climáticamente, las épocas representadas en las acumulaciones de N3 se repiten en otros valles, entre los cuales los más estudiados son los afluentes del Huerva (barrancos las Lenas y de la Morera) por Peña *et al.* (1993, 1996, 2004). Presentan una edad neolítica (5910 ± 270 B. P. y 6015 ± 75 B. P., respectivamente) en su parte basal, semejante a las edades encontradas en el

barranco de la Virgen, en una fase del Óptimo Climático Atlántico, que se ha relacionado con condiciones ambientales templadas/cálidas y secas, por lo tanto relativamente favorables para la erosión, sobre todo si le sumamos la actividad antrópica (Tabla 8). El Calcolítico y Edad del Bronce que caracteriza la mayor parte de la acumulación N3, incluyendo el nivel particular señalado en el modelo del barranco de la Virgen, se localiza en el Subboreal, en unas condiciones climáticas templadas y húmedas, en las que se formaron también importantes regularizaciones de ladera en otras áreas de la Depresión del Ebro y Cordillera Ibérica (Burillo *et al.*, 1981 a, b; 1983; Peña y González, 1992; Peña *et al.*, 1996). Aquí hay que resaltar la gran importancia que alcanzan estas acumulaciones en los fondos de valle de nuestra área de estudio, mucho más importantes que las localizadas en otros trabajos mencionados, sin embargo, las acumulaciones de ladera de esta época, como ya hemos indicado, han desaparecido por completo.

El tránsito de la Edad del Bronce a la Edad del Hierro (700-500 a.C.) constituye la fase fría de la Edad del Hierro (Tabla 8), escasamente representada en los fondos de los valles, excepto en el barranco de Miranda en la unidad 2 del nivel N3, posiblemente por la presencia de un yacimiento de esta época en la parte superior del relleno. La ausencia de dataciones y cerámicas de la Edad del Hierro puede estar relacionado con una fase de estabilidad por razones climáticas, con escasa erosión de las laderas.

Otra peculiaridad de la zona de estudio es también la escasez de acumulaciones de Época Iberorromana, ya en pleno Subatlántico, que sin embargo son las dominantes en los afluentes del valle del Huerva mencionados y en el resto de la Depresión del Ebro, de manera que algunos autores sitúan la fase principal de deforestación en este momento. En nuestro caso, parece que el depósito correlativo de una posible gran deforestación habría que atribuirlo a la Edad del Bronce, ya que es la etapa que se repite en todos los valles con espesores considerables.

Queremos hacer hincapié en la importancia que parece tener la evolución de Época Medieval/post-Medieval en el desarrollo del paisaje del entorno de

Zaragoza. No solamente se originó el nivel N2 en los valles y conos, enlazando con la terraza T1 del Ebro, sino que es el momento de mayor dinamismo, al menos conservado, en las laderas. Por otra parte, en esta etapa tuvo que producirse una gran actividad del río Ebro, que afectó directamente a las murallas de la ciudad de Zaragoza, pero además debió suponer una fase de gran movilidad de sus meandros, desplazándose hacia el escarpe, generando seguramente el principal momento de retroceso del mismo, dejando colgados numerosos valles y erosionando la mayoría de los conos aluviales.

Para intentar reconstruir la paleogeografía existente en Época Medieval hemos realizado un mapa idealizado (Fig. 90) basándonos en las prolongaciones longitudinales y laterales de los conos –especialmente los de la Virgen, el Sisallar, la Señora, Alfocea y los conos del sector oriental-, así como reconstruyendo el trazado original de los valles colgados.

Esta cartografía sintética nos muestra un río Ebro situado muy al Sur, posición que parece haber mantenido en algunos casos desde el Calcolítico y la Edad del Bronce. Sin embargo, a partir de Época post-Medieval, seguramente desde el s. XVI-XVII, el río comenzó a desplazarse hacia el Norte para colocarse en las cercanías del escarpe entre Alagón y Juslibol, lo que producirá el retroceso de los conos por erosión lateral así como del propio escarpe de yesos, creando valles colgados, y aumentará la pendiente de los cursos bajos de las vales.

Queremos hacer hincapié en la importancia que parece tener la evolución de Época Medieval/post-Medieval en el desarrollo del paisaje del entorno de Zaragoza. En Época Medieval no sólo se originó el nivel N2 en los valles y conos, enlazando con la terraza T1 del Ebro, sino que es el momento de mayor dinamismo, al menos conservado, en las laderas. La amplitud de los conos en Época Medieval llevaría a generar una amplia llanura aluvial al pie del escarpe (Fig. 90), con el Ebro situado más al Sur.

Por otra parte, con posterioridad, ya en un momento post-Medieval-Edad Moderna tuvo que producirse una gran actividad del río Ebro, que afectó directamente a las murallas de la ciudad de Zaragoza, pero además debió de suponer una fase de gran movilidad de sus meandros, desplazándose hacia el

escarpe, generando seguramente el principal momento de retroceso del mismo, dejando colgados numerosos valles y erosionando la mayoría de los conos aluviales. Una demostración de esta afirmación la tenemos en la cartografía de Pignatelli (1796), donde puede apreciarse esa disposición del Ebro (Fig. 91).

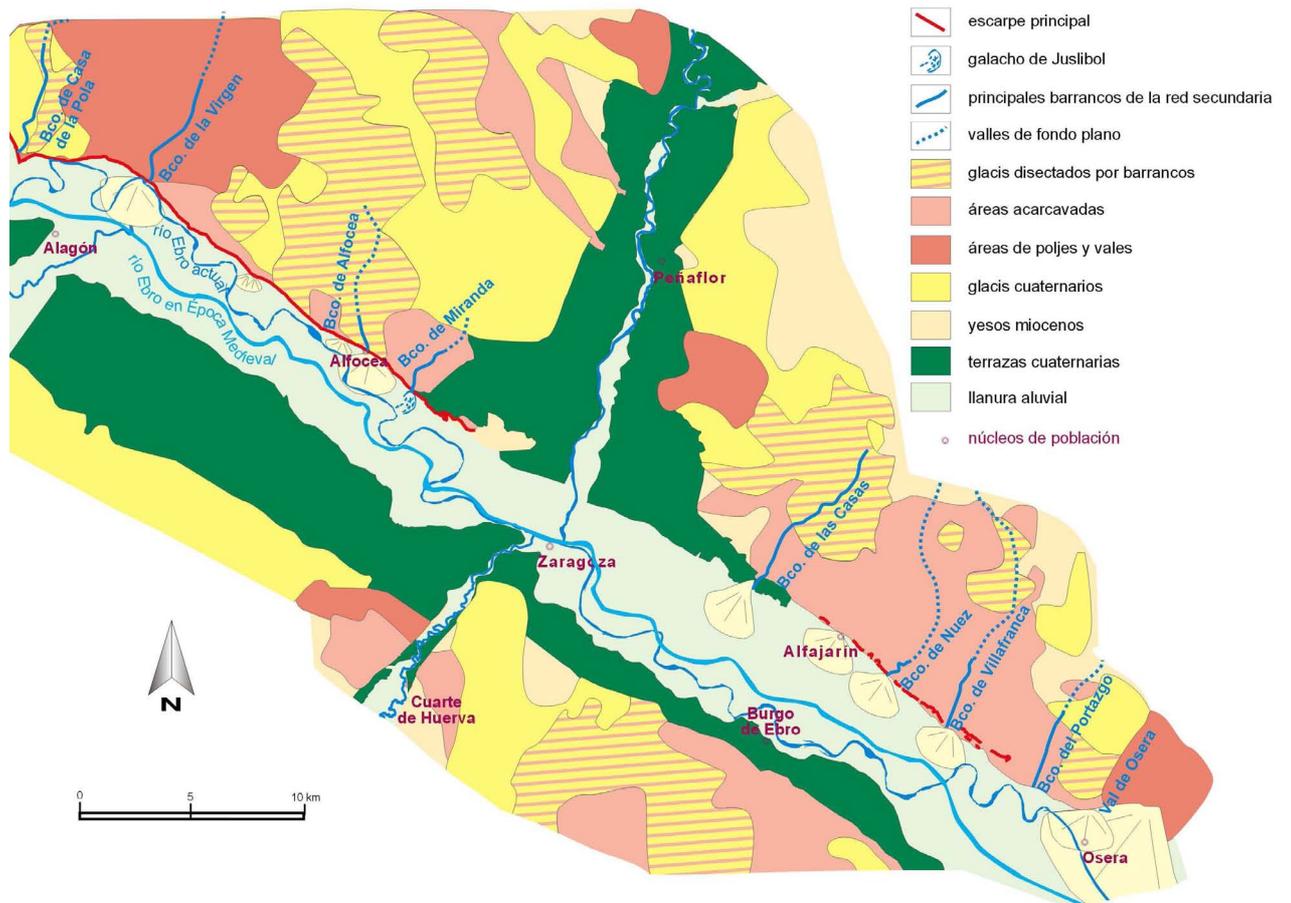


Fig. 90. Mapa sintético del trazado idealizado del Ebro en Época Medieval.

Una demostración de esta afirmación la tenemos en la cartografía de Pignatelli, donde puede apreciarse esa disposición del Ebro (Fig. 91) a finales del s. XVIII.

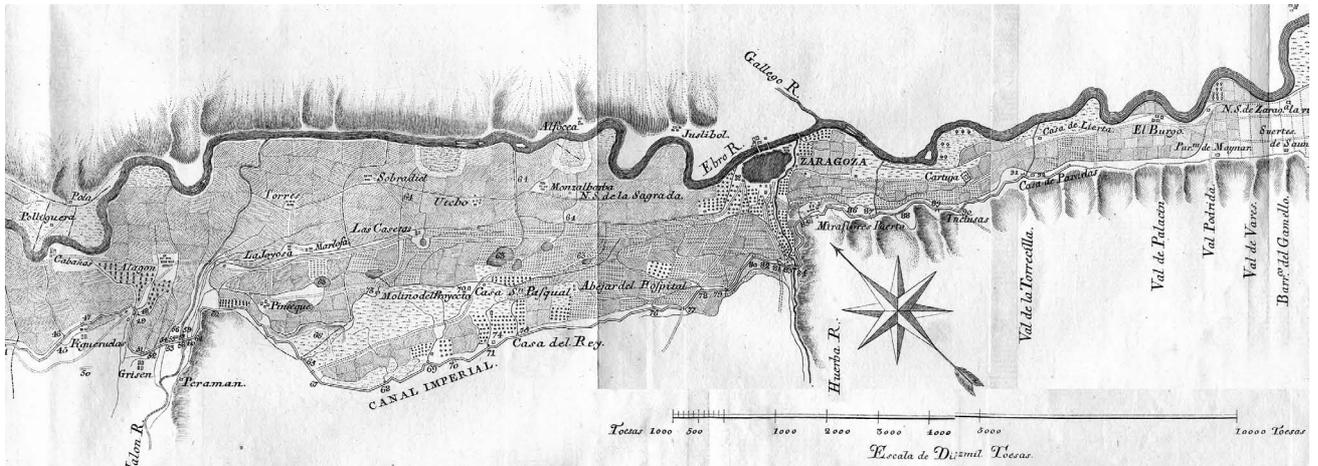


Fig. 91. Mapa de Pignatelli (en Conde de Sástago, 1796) con el trazado del Canal Imperial y del río Ebro, apreciándose el trazado rectilíneo en el sector del escarpe de yesos.

Por otra parte, la existencia de importantes ciclos con grandes crecidas en la mayoría de los ríos peninsulares y del Sur de Europa en esta época, ha sido descrita por Benito *et al.* (1996), Barriendos y Martín-Vide (1998) y Camuffo *et al.* (2002). Estas inundaciones son debidas a la importancia de las precipitaciones, con picos importantes a lo largo de varias etapas, como ha sido deducido a partir de registros de variada índole por diferentes autores (Barriendos, 1996-1997; Rodrigo *et al.*, 2000), poniendo en evidencia la importancia de la fase climática de la Pequeña Edad del Hielo en el desencadenamiento de estos ciclos alternantes de humedad y sequías (Knox, 2000).

Las fases de incisión intermedias son más difíciles todavía de interpretar, ya que suponen interrupciones bruscas en el proceso de sedimentación, a las que es difícil otorgarles una causa antrópica así como relacionarlas con incisiones generadas en el río principal. Poco podemos aportar sobre la incisión del nivel N4, ya que no disponemos de cronología, pero sí conocemos la época de incisión del nivel N3, que se produce a partir de Época Romana tardía y con anterioridad al Periodo Medieval, es decir, en un corto espacio temporal (Época Romana tardía, s. IV- Época Musulmana, s. XI). El nivel N2 también presenta

una incisión importante generada igualmente en un periodo breve, de tal manera que en términos generales podemos hablar de un cambio muy importante en la dinámica de los barrancos a partir del s. V, con alternancias de agradación-incisión cada vez más frecuentes, que se hacen todavía con mayor celeridad en las últimas décadas.

5. CONCLUSIONES

Tras las conclusiones parciales efectuadas y la valoración de los resultados obtenidos en este trabajo, proponemos algunas conclusiones generales sobre los registros holocenos del sector central de la Depresión del Ebro, en el entorno de la ciudad de Zaragoza.

- Los **registros analizados** corresponden geomorfológicamente a ambientes de fondos de valle, conos aluviales, laderas y terrazas fluviales holocenas. En los valles de fondo plano y conos aluviales se han realizado cartografías detalladas, perfiles longitudinales y transversales y cortes estratigráficos que muestran las características de los depósitos. A partir de las dataciones efectuadas mediante ^{14}C y con materiales arqueológicos, se ha establecido una cronología, partiendo previamente de la diferenciación de niveles morfosedimentarios. Igualmente las laderas han sido estudiadas desde el punto de vista geoarqueológico, situándolas en la evolución general. Finalmente, el estudio de las terrazas fluviales holocenas se ha reducido al análisis geoarqueológico de los datos procedentes de la evolución urbana de la ciudad de Zaragoza.
- Se han diferenciado **cinco niveles morfogenéticos holocenos** en los fondos de valle y conos aluviales de los barrancos afluentes del río Ebro en el escarpe de Alagón-Osera.
 - El **nivel N4** es el que ocupa los rellanos más altos y antiguos de algunas de las vales. Su composición litológica es muy distinta a la del nivel principal N3, ya que dominan las gravas de pequeño tamaño y litología calcárea. Desconocemos su edad aunque sabemos que es necesariamente anterior a la parte basal de N3, de manera que hay que situarlo con anterioridad al Epipaleolítico final (paso del Boreal al Atlántico), que es la datación más antigua obtenida de N3, tanto en nuestro trabajo como en otros anteriores. Posiblemente, represente el Holoceno inferior, Younger Dryas u Older Dryas, en el tránsito Pleistoceno superior-Holoceno. Por otra parte, este nivel se conecta longitudinalmente con la terraza T2 del río Ebro, de la que de momento

no hay tampoco dataciones, aunque por su correlación con la correspondiente terraza del Cinca (T9 de Sancho *et al.*, 2007 c), se situaría en idénticas edades.

- El **nivel N3** constituye el relleno principal de los fondos de valle como nivel independiente, pero también puede formar conos como prolongación de los rellenos de valle o bien como parte basal de algunos conos analizados (Sisallar y Alfocea). Solamente en los tramos inferiores hay un mayor dominio de la granulometría gruesa frente a la mayor abundancia de los materiales yesíferos, con cantos de alabastro, arenas y limos en los tramos superiores, con menor porcentaje de materiales calcáreos. La edad de este depósito abarca desde el Epipaleolítico final/Neolítico (inicios del Atlántico) hasta Época Romana tardía (Subatlántico, s.IV d.C.), es decir, abarcando al menos 7500 años de registro sedimentario. Este nivel puede presentar localmente (barranco de la Virgen) un subnivel independiente, totalmente generado en la Edad del Bronce tras un proceso de incisión intermedio, producido entre el Neolítico y la Edad del Bronce, que otorga cierta complejidad al nivel N3, lo que ha obligado a crear un modelo especial para este valle. No se ha encontrado correlación con ninguna terraza del río Ebro en ninguno de los conos analizados. Por el espesor de sedimentos finos y esa falta de conexión con la red principal, interpretamos que el nivel N3 puede representar la etapa principal de deforestación de este sector, iniciada ya en el Boreal y alcanzando su máxima actividad en la Edad del Bronce (Subboreal) hasta su colmatación a principios del Subatlántico (Romano tardío, s. IV d.C.).

A diferencia de los datos obtenidos en el valle del Huerva, cuyo máximo sedimentario se produce en Época Iberorromana (s. V a.C.-IV d.C.), en el escarpe de Alagón-Osera, la Edad del Bronce representa la mayor parte del registro sedimentario de N3, lo que significaría que la deforestación generalizada de los relieves de yesos comenzaría mucho antes en la margen izquierda del Ebro que en el valle del Huerva. Esto apunta a una falta de sincronía en los procesos, que junto a su

predominio de materiales finos y falta de conexión con la dinámica del Ebro, nos hace concluir que el origen principal de la acumulación de valles y conos N3 tiene un origen esencialmente antrópico, aunque en unas condiciones climáticas favorables a la erosión.

- El **nivel N2** se formó como registro sedimentario tras un periodo de incisión que profundizó el cauce hasta 10-14 m en el nivel N3, llegando al sustrato en algunos casos. Este nivel forma una terraza encajada o escalonada, según los valles, compuesta de 2-4 m de sedimento por término medio y prolongándose en forma de cono aluvial en el exterior del escarpe, apoyándose sobre la terraza T1 del Ebro. La edad de esta acumulación se sitúa en Época Medieval/Post-Medieval, ya que contiene gran cantidad de cerámicas musulmanas y cristianas medievales (s. IX-XV d.C., con gran abundancia de los siglos XI-XIII) e incluso de Época Visigótica (s. V d.C.). Algunos conos pertenecientes al nivel N3 (Sisallar y Alfocea) aparecen coronados con base erosiva por materiales de la cronología del nivel N2, manteniendo en estos casos la sedimentación del nivel anterior en su parte basal. Las características del material formado por sedimentos groseros de yeso y calizas y el espesor más normalizado de los depósitos, al igual que su relación con una terraza del Ebro, nos lleva a interpretar esta acumulación como de origen esencialmente climático, que se ve apoyado asimismo, como indicaremos, por las condiciones ambientales necesarias para la formación de las laderas de esta misma época.
- El **nivel N1** tiene un carácter mucho más testimonial, no conservándose en todos los barrancos analizados. Su edad es difícil de precisar, pero pertenecería ya a una etapa moderna, posterior a N2 y al periodo de incisión que se generó desde Época post-Medieval. En el valle del Huerva hay dataciones 14C del s. XVII para este nivel, al igual que en Bardenas (s. XVII-XVIII).
- El **nivel N0** es una acumulación relativamente inestable, formada en época muy próxima a la actualidad si nos atenemos a la diferenciación

existente en el crecimiento de los tamarix asentados sobre él, que permite separar dos subniveles, N0a, N0b, de los que no tenemos dataciones, pero por su semejanza con los estudiados en el valle del Huerva, solamente tendrían unos 50 y 25 años de antigüedad. De tal manera que este nivel parece ser el resultado de fases de acumulación e incisión muy próximas en el tiempo y obedeciendo a causas plenamente climáticas, que parecen generalizarse a todo este sector central de la Depresión del Ebro.

- Algunos afluentes, debido a los intensos procesos erosivos que han afectado al escarpe de yesos, han quedado como **valles colgados** respecto a su nivel de base original. Esto afecta tanto a valles con rellenos como a barrancos de incisión lineal. El retroceso del escarpe, debido a la erosión de los meandros del río Ebro en momentos de intensa actividad ha llegado a generar posiciones colgadas de hasta 40-50 m. En el caso de los rellenos de vales colgadas, las acumulaciones son de edad post-Bronce y post-Romanas, de manera que pertenecen al nivel N3. La realización de perfiles longitudinales de estos barrancos colgados y su reconstrucción mediante la prolongación de su perfil nos ha permitido realizar una cartografía idealizada del posicionamiento del río Ebro con respecto al escarpe en dicha época.
- Los **conos aluviales** que forman el final sedimentario de los niveles de valle, también quedan en muchos casos con un marcado escarpe respecto a la llanura aluvial actual del Ebro. En estos casos, principalmente en el tramo Alagón-Juslibol, también han sido utilizados como indicadores de los cambios de posición del río principal, ya que es el causante de sus fases de retroceso. Esta posibilidad es menor en el sector de La Puebla de Alfindén-Osera, donde el río Ebro ocupa una posición muy alejada del escarpe prácticamente desde la formación del nivel N3, extendiéndose ampliamente, tanto este nivel como el N2.
- Las **laderas** solamente han proporcionado información relacionada con la etapa S2, equivalente cronológicamente a N2, siendo por tanto de Época

Medieval/Post-Medieval. Estas laderas son esencialmente formas regularizadas, generadas en condiciones ambientales de una mayor humedad ambiental, estabilizándose sus perfiles con cobertura de vegetación, que en muchos casos sirven de enlace entre los niveles N3 y N2, o bien rellenan fosos defensivos de Época Medieval. En la mayoría de los casos, estas regularizaciones han quedado en posición residual y etapas anteriores, que seguramente existieron, han desaparecido por completo.

- El estudio de las acumulaciones fluviales existentes en la **ciudad de Zaragoza**, a las que hemos tenido acceso, nos han permitido comprobar la presencia de un nivel poligénico, con una base pre-romana, correspondiente a las Edades del Bronce y del Hierro e importantes acumulaciones de Época Romana, posteriores al s. I y sobre las que se asienta la muralla romana, que seguramente debió construirse en el s. III. Por otra parte, desde un punto de vista cronológico, sería el único lugar donde se conservan sedimentos de edades similares a las de los niveles de vales N3, retenidos por las estructuras urbanas de la propia ciudad. Estas acumulaciones caracterizan solamente a la parte Norte de la ciudad romana, ya que en su mayor parte está instalada sobre terrazas antiguas pleistocenas del río Ebro, que alcanzan hasta la zona del teatro romano, en el extremo Sur de la zona urbana.
- Las **terrazas del Ebro** que aparecen involucradas en la evolución holocena son la terraza T2, situada a unos 10-14 m y que es visible entre Santa Isabel y La Puebla de Alfindén, relacionándose lateralmente con el nivel de conos N4. Por otra parte, la terraza T1, a unos 2-3 m sobre el cauce y que se correlaciona con el nivel N2 de conos aluviales laterales. Como ya hemos señalado, la única relación fluvial con N3, nunca por contacto directo, se produce en los registros de la ciudad de Zaragoza.
- El **río Ebro** mantiene una amplia llanura aluvial, relativamente estable en la actualidad, pero los datos obtenidos a lo largo de este estudio nos muestran un dinamismo importante, con gran energía erosiva, afectando

principalmente a su margen izquierda, donde se sitúa el escarpe de yesos. Tal actividad continúa hoy día en numerosos puntos, pero las reconstrucciones geomorfológicas nos muestran que la fase álgida de retroceso rápido del escarpe es de edad post-Medieval, correspondiendo climáticamente con la Pequeña Edad del Hielo. En esos momentos, necesariamente post-medievales (s. XVI-XIX), no sólo se erosiona lateralmente los yesos sino también los conos aluviales, como los del Sisallar, de la Val de la Señora o de Alfocea, que se habían mantenido con dinámica acumulativa hasta esos momentos. Una consecuencia añadida es la desaparición de gran parte de las construcciones instaladas sobre el escarpe, tanto yacimientos pre-medievales como castillos, ermitas y torreones medievales, así como las vías de comunicación que los unían a lo largo del escarpe, lo cual pudo ser la razón para su abandono total en esa época. Por otra parte, los cursos bajos de los barrancos más importantes verían incrementada su pendiente y podría ser la principal causa de las fuertes incisiones que presentan, favoreciendo que alcancen hasta el sustrato.

- La **interpretación genética** de las etapas contrastadas de acumulación e incisión que resultan de la evolución holocena, como consecuencia de los cambios dinámicos acaecidos en la cuenca de los pequeños barrancos y del río principal es muy variada a lo largo del ámbito mediterráneo. La mayor parte de los autores se basan en los cambios de utilización del suelo y en la presión demográfica sobre el territorio, en muchos casos olvidándose de las fluctuaciones climáticas por completo. Sin embargo, hay también tendencias climatogénicas, basadas en la coincidencia de los momentos de máxima actividad acumulativa o incisiva con fases climáticas holocenas. Nuestra conclusión, a partir de los resultados, es que la causa climática es dominante para la mayoría de las etapas, exceptuando el nivel N3, cuyas características nos llevan a buscar una génesis antrópica, basada en la deforestación, en unas condiciones ambientales propicias a la erosión; en definitiva, una génesis antropoclimática.

- Como **conclusión final**, pensamos que los estudios geomorfológicos, combinados con el análisis de los restos arqueológicos existentes en un territorio, son de gran importancia y validez para generar información de carácter mixto –geoarqueológica- para su utilización tanto cronológica como relativa a la ocupación humana de dicho espacio. Los datos obtenidos adquieren así un valor doble, ya que permite reconstruir lugares de poblamiento prehistórico e histórico en medios de alta intensidad de la erosión y, a la vez, aporta elementos para diferenciar la importancia de la actividad humana sobre el medio y la influencia de las pequeñas fluctuaciones climáticas del Holoceno.

BIBLIOGRAFÍA

- Abadía, J.C. (1995): Algunos comentarios sobre el abastecimiento de agua a *Caesaraugusta*. *Cuadernos de Aragón* 23. Institución Fernando el Católico.
- Abrahams, A.D. y Parsons, A.J. (eds.) (1994): *Geomorphology of Desert Environments*, Chapman & Hall.
- Ángeles G.R., Peña J.L. y Longares L.A. (2004): Cartografías de reconstrucción paleoambiental y riesgo geomorfológico del Holoceno Superior en el valle del río Huerva (depresión del Ebro), en Peña, J.L., Sánchez, M. y Longares, L.A. (eds.): *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico. Zaragoza. 303-314.
- Appleby, P.G. y Oldfield, F. (1978): The calculating of lead 210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported 210 Pb to the sediment. *Catena*, 5, 1-8. Braunschweig.
- Arauzo, T. y Gutiérrez, M. (1994): Evolución de los valles de fondo plano del centro de la Depresión del Ebro. En Arnáez, J., García-Ruiz, J.M., Gómez-Villar, A. (eds.): *Geomorfología en España*, III Reunión Nacional de Geomorfología, 277-290.
- Arce, J. (1979): *Caesaraugusta, ciudad romana*. Ed. Guara. Zaragoza. 124 p.
- Artieda, O. (1993): *Factores geológicos que inciden en el desarrollo de los suelos en un medio semiárido. El caso de Quinto (Zaragoza)*. Memoria de Licenciatura Fac. de Ciencias. 305 p. Zaragoza (Inéd.)
- Ashmore, W. y Knapp, A.B. (eds.) (1999): *Archaeologies of Landscape*. Blackwell Publishers.
- Ballais, J. L. (1995): Alluvial Holocene terraces in eastern Maghreb: Climate And anthropogenic controls. En J. Lewin, M.G. Macklin y J.C. Woodward (eds.), *Mediterranean Quaternary River Environments*, Balkema, Rotterdam, 183-194.
- Barral, M. A. (2004): *Estudio geoarqueológico de la ciudad de Sevilla. Antropización y reconstrucción paleogeográfica durante el Holoceno reciente (últimos 2500 años)*. Tesis doctoral. Universidad de Huelva (Inéd.)
- Barriandos, M. (1996-1997): El clima histórico de Catalunya (siglos XIV-XIX). Fuentes, métodos y primeros resultados. *Revista de Geografía*, XXX-XXXI. 69-96.

- Barriendos, M. y Martín-Vide, J. (1998): Secular climatic oscillations as indicated by catastrophic floods in the Spanish Mediterranean coastal area (14th-19th centuries). *Climatic Change*, 58. 171-192.
- Beltrán, M. y Fatás, G. (1998): *César Augusta, ciudad romana*. En E. Sarasa (Coord.): *Historia de Zaragoza vol. II*. Zaragoza. CAI y Ayuntamiento de Zaragoza. 88 p.
- Beltrán, M. y Mostalac, A. (1991): *Cesaraugusta. Atlas de Historia de Aragón*, 14. Zaragoza.
- Beltrán, M.; Sánchez, J.J.; Aguarod, M.C. y Mostalac, A. (1980): Caesaraugusta I, campaña 1975-76. *Excavaciones arqueológicas en España*, 108, 262. Madrid.
- Beltrán-Martínez, A. (1963): Notas sobre la restauración del Monasterio de Canonas del Santo Sepulcro, de Zaragoza. *Zaragoza*, XVII-XVIII, 159-167.
- Benito, G. (1987): Karstificación y procesos en los yesos del sector central de la Depresión del Ebro (Aragón, España). *Cuaternario y Geomorfología*, 1 (1-4), 61-76.
- Benito, G. (1989): *Geomorfología de la cuenca baja del río Gállego*. (Tesis doctoral) Univ. Zaragoza, 764 p. (inéd.)
- Benito y Gutiérrez (1987): Karst in gypsum and its environmental impact on the middle Ebro Basin (Spain). En Beck, B. F. (Ed): *Karst hydrogeology: Engineering and environmental applications*. A. A. Balkema. 137-141.
- Benito, G., Díez-Herrero, A. y Fernández de Villalta (2003): Magnitude and frequency of flooding in the Tagus Basin (Central Spain) over the last Millennium, *Climatic Change*, 58, 171-192.
- Benito, G., Gutiérrez-Santolalla, F., Pérez-González, A., Machado, M.J. (2000): Geomorphological and sedimentological features in Quaternary fluvial systems affected by solution-induced subsidence Ebro Basin, NE-Spain. *Geomorphology* 33, 209-224.
- Benito, G., Machado, M. J., Pérez-González, A. y Sopeña, A. (1998): Palaeoflood análisis of the Tagus River (Central Spain). En Benito, G., Baker, V. R. y Gregory, K. J. (eds.): *Palaeohydrology and environmental change*. Wiley, 317-333.

- Benito, G., Perez del Campo, P., Gutierrez-Elorza, M. y Sancho C. (1995): Natural and human-induced sinkholes on gypsum terraine and its environmental problems in NE Spain, *Environmental Geology* nº 25, 156-164.
- Benito, G., Machado, M^aJ. y Pérez-González, A. (1996): Climate change and flood sensitivity in Spain, en Branson, J., Brown, A.G., y Gregory, K.J. (eds.) *Global Continental Changes: the context of Palaeohydrology*, Geological Society of London Special Publication, 155. 85-98.
- Bergadà, M^a.M. (1989): *Aproximació a l'estudi sedimentològic-paleoclimàtic d'un assentament prehistòric: la cova del Parco (Alòs de Balaguer, La Noguera)*. Tesis de Llicenciatura. Universitat de Barcelona. Barcelona. 287 p.
- Bergadà, M^a.M. y Poch, R.M., (1994): Micromorfología de los procesos postdeposicionales de la secuencia Tardiglaciàr de la cueva del Parco (Alòs de Balaguer, Lérida), *Actas de la II Reunión Nacional de Geoarqueología*, Madrid.
- Bergadà, M^a.M., Fullola, J.M^a. y Serrat, D. (1990): Los yacimientos arqueológicos y sus enclaves geomorfológicos en la zona de Montsant, *Guía de l'excursió a la vall del Montsant dins de la Reunión Nacional de Geoarqueología*, Barcelona.
- Bergadà, M^a.M., Fullola, J.M^a., Serrat, D., Montserrat, J. y Vilaplana, J.M. (1992) : Aproximación a la evolución paleoecológica del periodo Tardiglaciàr y Postglaciàr del Pirineo central (Ribagorza y Noguera), *Actas de la Reunión Nacional de Geoarqueología*. Barcelona. *Cuaternario y Geomorfología* nº 6, 45-57.
- Bergadà, M^a.M., Peña, J.L., Poch, R.M., Serrat, D. y Fullola, J.M^a. (2005): Reconstrucción paleoambiental y geoarqueológica del curso medio del Segre (Alòs de Balaguer, Lleida), en Santonja, M., Pérez-González, A. y Machado, M.J. (eds.): *Geoarqueología y Patrimonio en el Península Ibérica y el entorno mediterráneo*. 309-318.
- Bernabeu, J., Barton, M., Perez-Ripoll, M. (2001): A taphonomic perspective on neolithic beginnings: theory, interpretation, and empirical data in the western mediterranean. En *Journal of archaeological science*, 28. 597-612.
- Bintliff, J.L. (1976): Sediments and settlement in Southern Greece. En Davidson, D.A. y Shackley, H.L. (ed.): *Geoarchaeology*, 367-275. Duckworth.

- Bintliff, J.L. (1981): Archaeology and the holocene evolution of coastal plains in the Aegean and circum-Mediterranean. En Brothwell, D. y Dimpleby, G. (eds.) *Environmental aspects of coast and islands*. Bar. Int. Series 94, 11-31.
- Bintliff, J.L. (1982 a): Climatic change, archaeology and quaternary science in the eastern Mediterranean region. En Harding, A. F. (ed.): *Climatic change in later Prehistory*, 143-161. Edinburgh Univ. Press.
- Bintliff, J.L. (1982 b): Paleoclimatic modelling of environmental changes in the East Mediterranean region since the last glaciation. En Bintliff, J. L. y Van Zeist, W. (eds.): *Paleoclimates, paleoenvironments and human communities in the Eastern Mediterranean region in Later Prehistory*. BAR Int. Series. 485-527.
- Bintliff, J.L. (1992): Erosion in the Mediterranean lands: a reconsideration of pattern, process and methodology, en Bell, M y Boardman, J. (eds.): *Past and present soil erosion. Archaeological and geographical perspectives*. Oxbow monographs, 22. Oxford. 125-131.
- Bintliff, J.L. (2000): Landscape change in Classical Greece: a review, en Vermeulen, F. y de Dapper, M. (eds): *Geoarchaeology of the landscapes of Classical Antiquity*. Babesch supplement 5, 49-70.
- Bintliff, J.L. (2002): Time, process and catastrophism in the study of Mediterranean alluvial history: a review, *World Archaeology* 33, 417-435.
- Bintliff, J.L. y Van Zeist, W. (eds.) (1982): *Paleoclimates, paleoenvironments and human communities in the Eastern Mediterranean Region in Later Prehistory*. BAR Int.Series, 133 p.
- Blasco, J. (1948-1956): ¡Aquí Zaragoza! Edit. Noticiero, T. III, 100-104. Zaragoza.
- Blázquez, C. (2005): *Zaragoza. Dos milenios de agua*. Actualis. Zaragoza. 243 p.
- Borja, F. (1993): Formaciones superficiales antrópicas. Aportación al estudio del proceso holoceno de antropización de los sistemas naturales. *Arqueología Espacial*, 16/17, 29-39.
- Bousquet, B. y Pechoux, P. (1980) : Géomorphologie, archéologie, histoire dans le bassin oriental de la Méditerranée: principe, méthodes, résultats préliminaires, *Méditerranée* 1, 33-45.
- Brown, A.G. (1997): *Alluvial Geoarchaeology. Floodplain archaeology and environmental change*. Cambridge manuals in archaeology. Cambridge University Press. Cambridge. 377 p.

- Bruckner, H. (1986): Man's impact on the evolution of the physical environment in the Mediterranean Region in historical times. *Geojournal*, 13.1, 7-17.
- Bull, W. B. (1991): *Geomorphic responses to climatic change*. Oxford University Press. 326 p.
- Burillo, F. y Peña, J. L. (1984 a): Clima, geomorfología y ocupación humana. Introducción a un planteamiento metodológico. *I Jornadas Metod. Inv. Prehist. Soria*, 91-102
- Burillo, F. y Peña, J.L. (1984 b): Modificaciones por factores geomorfológicos en el tamaño y ubicación de los asentamientos primitivos. *Col. Arqueología Espacial*, t. I, p. 91-105. Teruel.
- Burillo, F., Gutiérrez, M. y Peña, J.L. (1985 a): Datación arqueológica de deformaciones tectónicas en vertientes holocenas de Sierra Palomera (Cordillera Ibérica Centrorienta). *Actas I Reunión do Cuaternario Ibérico*, II, 355-366. Lisboa.
- Burillo, F., Gutiérrez, M. y Peña, J.L. (1985 b): Las acumulaciones holocenas y su datación arqueológica en Mediana de Aragón (Zaragoza). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, XI (1-2), 193-207.
- Burillo, F., Gutiérrez, M. y Peña, J.L., (1981 a): El cerro del castillo de Alfambra (Teruel). *Kalathos*, I, 7-63.
- Burillo, F., Gutiérrez, M. y Peña, J.L., (1981 b): Las vertientes del cerro del Castillo de Alfambra (Teruel). *Revista de Arqueología*, 26, 6-13.
- Burillo, F., Gutiérrez, M. y Peña, J.L., (1983): La Geoarqueología como ciencia auxiliar. Una aplicación a la Cordillera Ibérica Turolense. *Revista de Arqueología*, 26, 6-13.
- Burillo, F., Gutiérrez, M., Peña, J.L. y Sancho, C. (1986): Geomorphological processes as indicators of climatic changes during the Holocene in north-east Spain. En López-Vera, F. (ed): *Quaternary Climate in Western Mediterranean*, 31-44. Madrid. Universidad Autónoma de Madrid.
- Butzer, K. W. (1974): Accelerated soil erosion: a problem of man-land relationship. En Manners, I.R. y Mikesell, M.W. (ed.): *Perspectives on Environment*. 57-68. Ass. Am. Geogr. Washington.
- Butzer, K. W. (1976): *Geomorphology from the Earth*. Harper & Row. 463 p. N. York.

- Butzer, K. W. (1980): Holocene alluvial sequences: problems of dating and correlation, en Cullingford *et al.* (eds.): *Timescales in Geomorphology*. 131-142. Wiley and sons. New York.
- Butzer, K. W. (1982): *Archaeology as Human Ecology: Method and Theory for a Contextual approach*. Cambridge University Press. Cambridge. 345 p.
- Butzer, K.W. (1983): Human response to environmental change in the perspective of future global climate. *Quaternary Research* 19, 279-292.
- Butzer, K.W. (1993): Arqueología urbana: intervención humana y respuesta ambiental. *Arqueología espacial*, 16-17. *Procesos Postdeposicionales*, 7-18. Teruel.
- Butzer, K.W. (2005): Environmental history in the Mediterranean world: cross-disciplinary investigation of cause-and-effect for degradation and soil erosion, en *Journal of Archaeological Science*, 32, 1773-1800.
- Caldara, M. y Simone, O. (2005): Coastal changes in the eastern Tavoliere Plain (Abulia, Italy) during the Late Holocene: Natural or anthropic?. *Quaternary Science Reviews* 24, 2137-2145.
- Camuffo, D., Sturaro, G. y Benito, G. (2002): An opposite flood pattern teleconnection between the Tagus (Iberian Peninsula) and Tiber (Italy) rivers during the last 1000 years, en Thorndycraft, V., Benito, G., Barriendos, M. y Llasat, M.C. (eds.): *Palaeofloods, historical data and climatic variability: applications in flood risk assessment*. Barcelona. 295-300.
- Carmona, P. (1990): *La formació de la plana al.luvial de Valencia. Geomorfología, hidrología i geoarqueología de l'espai litoral del Túria*. Ed. Alfons el Magnanim, 175 p. Valencia.
- Carmona, P., Dupré, M. y Solé, A. (1991): Reconstrucción paleoambiental del Holoceno en el registro sedimentario de la ciudad de Valencia. *Cuaternario y Geomorfología*, 4, 83-91.
- Carmona, P., Ribera, A. y Lerma, V. (1985): Geoarqueología en la ciudad de Valencia. *XVII Congr. Nac. Arqueología Logroño 1983*, 859-873. Zaragoza.
- Carrión, J.S., Andrade, A., Bennet, K.D., Navarro, C., Munuera, M. (2001): Crossing forest thresholds: inertia and collapse in a Holocene sequence from south-central Spain. *Holocene* 11, 635-653.
- Casabona, J. F. (1994): La excavación de la calle Sepulcro 1-15 (Zaragoza). *Arqueología Aragonesa 1991*, 271-274. Zaragoza

- Casañal, D. (1892): *Plano del término municipal*. Plano guía 1:50000. Zaragoza.
- Castillo, A. (1984): *Montesblancos. Mil años de historia de Alfajarín*. Real Academia de San Luis. Zaragoza. 132 p.
- Castro, P. V., Gill, S., Lull, V., Micó, R., Ruihuet, C., Risch, R., Sanahuja, M. E. y Chapman, R.W (2000): Archaeology and desertification in the Vera Basin (Almería, South-East Spain). *European Journal of Archaeology*, 3. 147-166.
- Castro, P.; Guerrero, J.; Muñoz, M.A. (2001): *Plan de restauración del bosque de ribera en la reserva natural de los Galachos (Zaragoza)*. Serie investigación 26, Consejo de protección de la naturaleza de Aragón, Zaragoza, 165 p.
- Chorley, R.J., Schumm, S.A. y Surgen, D.E. (1984): *Geomorphology*. Methuen. 605 p.
- Chueca, J., Julián, A., Lanaspá, J. (1992): Reconstrucción y datación arqueológica de las secuencias evolutivas holocenas en la Hoya de Huesca: el yacimiento del cabezo del lobo. *Cuaternalio y Geomorfología*, 6, 111-122.
- Clark, M. y Small, J. (1982): *Slopes and Weathering*. Cambridge University Press. Cambridge. 112 p.
- Colas, G. y Pilot, G. (1976): Description et classification des glissements de terrain. En *Bulletin de liaison des laboratoires des ponts et chaussées*. Numero special II. Ministère de l'Équipement. París. 21-30.
- Collado, O., Nieto, E., Picazo, J. y Sánchez, M. (1993): Estudio geoarqueológico de Las Toscas (Villaba Baja, Teruel): Propuesta de una sistemática para la reconstrucción de yacimientos a partir del registro superficial. *Arqueología espacial*, 16-17. *Procesos Postdeposicionales*, 235-259. Teruel.
- Conde de Sástago (1796): *Descripción de los canales Imperial de Aragón y Real de Tauste dedicada a los augustos soberanos D. Carlos IV. Id. María de Borbón por el actual protector por S. Magestad de ambos canales el Conde de Sástago*. Francisco Magallón. Zaragoza. 174 p.
- Constante, A., Dossche, R., Peña, J.L., Sancho, C. y de Dapper, M. (2006 a): Dinámica morfosedimentaria holocena en laderas y valles del escarpe de Alfocea-Juslibol (sector central de la Depresión del Ebro). *Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología. Geomorfología y Territorio*. Santiago de Compostela. 979-992.

- Constante, A., Peña, J.L., Dossche, R., de Dapper, M. y Sancho, C. (2006 b): Holocene evolution and geoarchaeology in the Ebro valley around Zaragoza (Northern Spain). *Ol'man River. Belgeo*. Gante (Bélgica) (en prensa).
- Cooke, R.U. y Reeves, W.R. (1976): Arroyos and environmental change in the American South-West. Clarendon Press. 213 p.
- Corominas, J. (1989): Clasificación y reconocimiento de los movimientos de ladera. En Corominas, J. (ed.): *Estabilidad de taludes y laderas naturales*. Monografía nº 3 de la S.E.G., 1-3. Barcelona.
- Cremaschi, M., Pizza, Ch., Valsecchi, V. (2006): Water management and land use in the terramare and a posible climatic co-factor in their abandonment: The case study of the terramare of Poviglio Santa Rosa (northern Italy). *Quaternary International* 151. 87-98.
- Cruden, D.M. y Varnes, D.J. (1996) : Landslide types and processes. En Turner, A.K. y Schuster, R.L. (eds.): *Landslides. Investigation and Mitigation*, Ed. National Academy Press, Washington D.C., 36-73.
- Cuadrat, J. M. (2004): El clima de Aragón, en Peña, J.L., Sánchez, M. y Longares, L.A. (eds.): *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico. Zaragoza. 15-26.
- Cuadrat, J. M. y Pita, M. F. (1997): *Climatología*. Ediciones Cátedra. Madrid. 496 p.
- Cuenca, A. y Walker, M. (1986): Paleoclimatic environmental and anthropic interactions in SE Spanish Holocene Prehistory. En Lopez, F. y Thornes, J.B. (ed.): *Estudios sobre geomorfología del Sur de España*, 59066. Univ. Murcia.
- Cullingford, R.A., Davidson, D.A. y Lewin, J. (ed.) (1980): *Timescales in Geomorphology*. Wiley . 287 p. New York.
- Curtis, J.H., Hodell, D.A. y Brenner, M. (1996): Climatic variability on the Yucatan Peninsula (Mexico) during the past 3500 years and implications for Maya Cultural evolution. *Quaternary Research*, 46, 37-47.
- Davidson, D.A. (1980): Erosion in Greece during the first and second millennia B.C., en Cullingford *et al.* (eds.): *Timescales in Geomorphology*. 143-158. Wiley and sons. New York.
- Davidson, D.A. (1985): Geomorphology and Archaeology, en Rapp, G. y Gifford, J. A. (eds): *Archaeological Geology*. Yale University Press, New Haven. 25-55.
- Davidson, D.A. y Shackley, M.C. (ed.) (1976): *Geoarchaeology*. Duckworth. London.

- De Dapper, M., De Vliegheer, B.A. y Peña, J.L. (1996): Geoarchaeological study of historical accumulation on the Paximadhi Peninsula (South Euboea, Greece). *Geo-Eco-Trop*, 20 (1-4), 91-107.
- De la Figuera, L. (1924 a): El convento del Sepulcro en Zaragoza. *El Noticiero*, 11 de Abril, p. 3.
- De la Figuera, L. (1924 b): El convento del Sepulcro en Zaragoza. *El Noticiero*, 26 de Abril, p. 3.
- De la Figuera, L. (1927): El monasterio del Santo sepulcro de Zaragoza. *Arquitectura*, año IX, 95, 83-90.
- De la Figuera, L. (1934): "La muralla de Cesaraugusta". *Anuario Cuerpo Facultativos de Archiveros, Bibliotecarios y arqueólogos. Homenaje a Mérida*, II. 159-161.
- De Vliegheer, B.A., De Dapper, M., Daels, L., Brackman, P., Basigos, P.S y Peña, J.L. (1997): Environmental change in the Mediterranean Region: Present, past and future. En Spiteri, A. (ed.): *Remote Sensing '96. Integrated Applications for Risk Assessment and Disaster Prevention for the Mediterranean*. 27-34. Ed. Balkema. Rotterdam.
- Denton, G.H. y Karlén, W. (1973): Holocene climate variations: their pattern and posible cause. *Quaternary Research*, 3, 155-205.
- Desir Valen G. (2001): *Erosión hídrica de terrenos yesíferos en el sector central de la depresión del Ebro*. Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón, 326 p., Zaragoza.
- Díaz del Olmo, F. y Borja, F. (1991): Aluvionamientos recientes en Andalucía occidental (Guadalquivir. Tinto, España). *Physio-Géo*, 22/23, 29-54.
- Dossche, R. (2005): *Estudio geomorfológico y geoarqueológico del escarpe entre Alfocea y Juslibol, NW de Zaragoza, Aragón, España*. Proyecto fin de Carrera. Universidad de Zaragoza – Universiteit Gent (inéd.).
- Dufaure, J.J. (1976): La terrasse holocène d'Olympie et ses équivalents méditerranéens. *Bull. Assoc. Géogr. Fr.*, 433, 85-94.
- Eisma, D. (1964): Stream deposition in the Mediterranean area in historical times. *Nature*. London. p. 203
- Eisma, D. (1978): Stream deposition and erosion by the eastern shore of the Aegean. En Brice, W. C. (ed.): *The environmental history of the Near and Middle East*. Academic Press 67-81. London

- Emeis, K.C. y Dawson, A. G. (2003): Holocene palaeoclimate records over Europe and the North Atlantic, en *The Holocene* (13), 305-309.
- Escudero, F. de A. (2000): *Trabajos realizados en las murallas del Santo Sepulcro durante Enero, Febrero y Marzo de 2000 (2000-10)*. Ayuntamiento de Zaragoza (inédito). 33 p.
- Escudero, F. de A. (2006) Arquitectura oficial. 1. La muralla. En F. Beltrán (Coord.): *Zaragoza-Colonia Caesar Augusta*. («L'Erma» di Bretschneider.) Roma. (en prensa)
- Escudero, F. de A. y de Sus, M.L. (2003): La muralla romana de Zaragoza. En F. Cadiou, D. Hourcade y A. Morillo (Coord.): *Defensa y Territorio en Hispania de los Escipiones a Augusto. Espacios urbanos y rurales, municipales y provinciales*. Univ. de León y Casa de Velázquez. 391-425.
- Fatás, G. (1972 a): Excavaciones en el Castillo de Miranda. *Noticiario Arqueológico Hispánico*, I, 227-269. Madrid.
- Fatás, G. (1972 b): Un poblado zaragozano que perdura hasta el Imperio. *Estudios*, I, 155-163. Zaragoza.
- Fatás, G. y Beltrán, M. (1997): Salduie, ciudad ibérica. Historia de Zaragoza. En E. Sarasa (Coord.): *Historia de Zaragoza vol. I*. Zaragoza. CAI y Ayuntamiento de Zaragoza. 92 p.
- Faus, M. C. (1988): *La orilla izquierda del Ebro zaragozano (proceso de urbanización)*. Caja de Ahorros de Zaragoza, Aragón y Rioja y Ayto. de Zaragoza. 251 p.
- Faust, D., Zielhofer, Ch., Baena, R., Díaz del Olmo, F. (2004): High-resolution fluvial record of late Holocene geomorphic change in northern Tunisia: climatic or human impact? *Quaternary Science Reviews* 23, 1757–1775.
- French, C. (2003): *Geoarchaeology in action. Studies in soil micromorphology and landscape evolution*. Routledge London. 291 p.
- Frutos, L. M. (1968): Consideraciones sobre la geomorfología de los yesos en el valle medio del Ebro. *Estudios de Geografía, Miscelánea al Dr. J. M. Lacarra*. Universidad de Zaragoza, 59-65.
- Fuchs, M, Lang, A. y Wagner, G. A. (2004): The history of Holocene soil erosion in the Phlious Basin, NE Peloponnese, Greece, based on optical dating. *The Holocene*, 14, 3. 334-345.

- Fuchs, M. (2007): An assessment of human versus climatic impacts on Holocene soil erosion in NE Peloponnese, Greece, en *Quaternary Research*, 67. 349-356.
- García-Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar-Escribano, J. y Cloething, S. (2003): Interplay between tectonic, climate and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro basin (NE Iberia) . *Journal of Geophysical Research*, 108 (B7), 23-47.
- García Sainz, L. (1927): Contribución a los estudios geográficos de la cuenca del Ebro. *Bol. Real Sociedad Geográfica Española*, LXVII, 7-34.
- Garrison, E. G. (2003): *Techniques in Archaeological Geology*. Springer. Berlin. 304 p.
- Gascón, A. (2007): El hechizo de El Castellar. Cuadernos de Aragón, 35. Institución Fernando el Católico. 147 p.
- Gerson, R. (1982): Talus relicts in deserts: a key to major climatic fluctuations. *Isr. J. Earth. Sciences*, 31. 123-132.
- Geyh, M.A. (1990): Absolute age determination: physical and chemical dating methods and their application. Springer-Verlag, New York-Berlin-Heidelberg, 503 p.
- Gilman, A. y Thornes, J.B. (1985): *Land-use and Prehistory in South-East Spain*. Allen &Unwin. 217 p. London.
- Giménez. A. (1931): Hallazgo arqueológico en la muralla romana de Zaragoza. *Aragón*. P. 226.
- Gladfelter, B.G. (1981): Developments and Directions in Geoarcheology. En M. B. Schiffer (eds.): *Advances in Archeological Method and Theory*, 4:343-64. New York; Academic Press, 1981.;
- Goldberg, E.D. (1993): Geochronology with ^{210}Pb . *Radioactive Dating*. Int. Atom. Ag. Vienna, 121-131.
- Goldberg, P. y Macphail, R. (2006): *Practical and Theoretical Geoarchaeology*. Blackwell Publishing. Oxford. 455 p.
- Gómez, F. (coord.) (1997): *Los bosques ibéricos*. Planeta. 572 p.
- González, J.A. y Peña, J.L. (1999): Evolució dels abrics de gres a la vall mitjana del riu Segre (sector oriental de la Depressió de l'Ebre). En Fumanal, M. P. (dir. Congr.): *Geoarqueología i quaternari litoral: memorial María Pilar Fumanal*. 217-228.

- González-Hidalgo, J.C., Peña, J.L. y de Luis, M. (2007): A review of daily soil erosion in Western Mediterranean areas. *Catena*, 71, 193-199.
- Gribbin, J. y Lamb H. H. (1978): Climatic change in historical times. En Gribbin, J. (ed.): *Climatic Change*, 68-82. Cambridge University Press.
- Grove, A. T. y Rackham, O. (2003): *The nature of mediterranean Europe. An Ecological History*. Yale Univ. Press. New Haven and London. 384 p.
- Guerrero, J., Gutiérrez, F. y Lucha, P. (2004): El riesgo de movimientos en escarpes yesíferos. El caso de la localidad de Cadrete (Depresión del Ebro). En Benito, G. y Díez Herrero, A.: *Riesgos Naturales y Antrópicos en Geomorfología*. VIII Reunión Nacional de Geomorfología. Toledo. 453-462.
- Guitart, C. (1976): *Castillos de Aragón I*. Colección Aragón. Librería General. Zaragoza. 191 p.
- Gutiérrez, M. y Peña, J.L. (1989): Upper Holocene climatic change and geomorphological processes on slopes and infilled valleys from archaeological dating (NE-Spain). En Imeson, A. C. y Groot, R.S. de (eds.): *Landscape Ecological impact of climatic change on the Mediterranean Region (incl. N. Africa) with emphasis on Spain*. 21 p. Wageningen.
- Gutiérrez, M. y Peña, J.L. (1994): Depresión del Ebro. En Gutiérrez M. (coord.), *Geomorfología de España*. p. 305-349, Editorial Rueda, Madrid.
- Gutiérrez, M. y Peña, J.L. (1998): Geomorphology and Late Holocene Climatic Change in Northeastern Spain. *Geomorphology*, 23, 205-217. Elsevier.
- Gutiérrez, M. y Sesé, V. H. (2001): Multiple talus flatirons, variations of scarp retreat rates and the evolution of slopes in Almazán Basin (semiarid central Spain). *Geomorphology*, 38, 19-22.
- Gutiérrez, M., Gutiérrez-Santolalla, F. y Desir, G. (2006): Considerations on the chronological and casual relationships between talus flatirons and palaeoclimatic changes in central and northeastern Spain. *Geomorphology*, 73, 50-63.
- Gutiérrez, M., Ibáñez, M.J., Peña, J.L., Rodríguez, J., Soriano, M.A. (1985) : Quelques exemples de karst sur gypse dans la depresión de l'Ébre. *Karstologia*, 6 (2), 29-36.

- Gutiérrez, M., Sancho, C. y Arauzo, T. (1998): Scarp retreat rates in semiarid environments from talus flatirons. *Geomorphology*, 25 (1-2). Elsevier. pp 111-121.
- Gutiérrez, M. Sancho, C., Arauzo, T. y Peña, J. L. (1998): Evolution and paleoclimatic meaning of the talus flatirons in the Ebro Basin, Northeast Spain, en Alsharhan *et al.* (eds.): *Quaternary Deserts and Climatic Change*. Rotterdam, Balkema, 593-599.
- Gutiérrez-Santolalla, F., Arauzo, T. y Desir, G. (1993): Landslides in the Alfajarion gypsum escarpement (Zaragoza), en Gutiérrez, M., Sancho, C., Benito, G. (eds.): *Second European International Course of Applied Geomorphology: Arid regions*. Zaragoza. 153-160.
- Gutiérrez-Santolalla, F., Arauzo, T. y Desir, G. (1994): Deslizamientos en el escarpe de Alfajarín (Zaragoza). *Cuaternario y Geomorfología*, 8 1–2, 57–68.
- Gutiérrez-Santolalla, F., Gutiérrez, M., Marín, C., Desir, G., Maldonado, C. (2005 a): Spatial distribution, morphometry and activity of La Puebla de Alfinden sinkhole field in the Ebro river valley (NE Spain): applied aspects for hazard zonation. *Environmental Geology*, 48, 360-369.
- Gutiérrez-Santolalla, F., Gutiérrez, M., Marín, C., Maldonado, C., Younger, P. L. (2005 b): Subsidence hazard evidence based on geomorphological mapping in the Ebro river valley mantled evaporite karst terrain (NE Spain). *Environmental Geology*, 48, 370-383.
- Gutiérrez-Santolalla, F., Ortí, F., Gutiérrez, M., Pérez-González, A., Benito, G., Gracia, J. y Durán Valsero, J.J. (2001): The stratigraphical record and activity of evaporite dissolution subsidence in Spain. *Carbonates and Evaporites* 16 1, 46–70.
- Harding, A.F. (ed.) (1982): *Climatic change in Later Prehistory*. Edinburgh Univ. Press. 210 p. Edinburgh.
- Herrero, J. (1991): *Morfología y génesis de suelos sobre yesos*. Monografías I.N.I.A. nº 77. 477 p.
- Hodder, I. y Orton, C. (1976): *Spatial Analysis in Archaeology*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Ibáñez, M. J. y Mensua, S. (1976): Contribución al estudio de vertientes en condiciones semiáridas. Tipos de vertiente sobre yesos en el valle del Ebro. *Bol. R. Soc. Geográfica*, 92, 381-394.

- Ibarra, P. (2004): La diversidad edáfica del territorio aragonés, en Peña, J. L. *et al.* (eds.): *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico. Zaragoza. 41-53.
- Iñiguez, F. (1989). La Muralla romana de Zaragoza. *V Congr. Nacional de Arqueología (Zaragoza, 1987)*, 253-268. Zaragoza.
- Jalut G., Esteban Amat A., Bonnet L., Gauquelin T. y Fontugne M. (2000): Holocene climatic changes in the Western Mediterranean, from south-east France to south-east Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 160 (2000), 255-290
- Jordà, M. y Vaudour, J. (1980): Sols, morphogénese et actions anthropiques á l'époque historique s. I. sur les rives nord de la Méditerranée. *Naturalia Montpelienisia*, nº hors serie. *Coll. Sur la mise en place, l'évolution et la caracterisation de la flore et de la végétation circumméditerranéenne*, 173-184. Montpellier.
- Kalis, A.J., Merkt, J., Wunderlich, J. (2003): Environmental changes during the Holocene climatic optimum in central Europe—human impact an natural causes. *Quaternary Science Reviews* 22, 33–79.
- Klein, J., Lerman, J. C., Damon, P. E. y Linick, T. W. (1980): Radiocarbon concentrations in the atmosphere, 8000 year record of variations in the tree-rings. *Radiocarbon* 22, 950-961.
- Knox, J. C. (1984): Fluvial responses to small scale climate changes, en Costa, J. C. Y Fleischer, P. J. (eds): *Developments and applications of Geomorphology*. Springer Verlag, 318-342.
- Knox, J. C. (2000): Sensitivity of modern and Holocene floods to climate change. *Quaternary Science Reviews*, 19. 439-457.
- Lamb, H.H. (1977): *Climate: present, past and future*, tomo II: *Climatic History and the future*. 866 p. Metuen.
- Lamb, H.H. (1981): An approach to study of the development of climate and its impact in human affairs. En Wigley, T. M. L. *et al.* (eds.): *Climate and History*. 291-309. Cambridge University Press.
- Lamb, H.H. (1982): Reconstruction of the course of postglacial climate over the world. En Harding, A.F. (ed.): *Climatic change in later prehistory*. 11-32. Edinburgh University Press.

- Lamelas, M.T. (2007): Análisis y cartografía mediante SIG de la susceptibilidad del entorno de Zaragoza a la formación de dolinas. *Geographicalia*, 52. 79-112.
- Leroi-Gourhan, A. *et al.* (1978) : La Prehistoria. Col. Nueva Clío. 331 p. Ed. Labor. Barcelona.
- Lespez, L. (2003): Geomorphic responses to long-term land use changes in Eastern Macedonia (Greece), *Catena* 51. 181-208.
- Longares, L.A. (2004): Variedad biogeográfica del territorio aragonés, en Peña, J.L., Sánchez, M. y Longares, L.A. (eds.): *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico. Zaragoza. 27-40.
- Macphail, R. (1986): Palaeosols in archaeology: Their role in understanding Flandrian pedogenesis. En Wright, V.P. (ed): *Palaeosols, their recognition and interpretation*. Blackwell Scientific Publications. Oxford. 263-290.
- Mandado, J., Rodríguez, J. y Tena, J. M. (1984): La disolución de rocas evaporíticas: un importante factor geomorfológico en el Valle del Ebro. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, X, 139-148. Logroño.
- Martín Bueno, (1979): Nuevos materiales epigráficos zaragozanos, en *Caesaraugusta*, 47-48. Zaragoza. 297-305
- Marqués de Monsalud (1910): Las murallas romanas de Zaragoza. *Boletín Real Academia de la Historia*, LVII, p. 513.
- Martínez-Andreu, M. (1992): El depósito estratigráfico finipaleolítico de la cueva del Caballo, Cartagena, Murcia. *Cuaternalario y Geomorfología*, 6, 31-44.
- Martínez-Cortizas, A. y Moares, C. (1995): *Edafología y Arqueología. Estudio de yacimientos arqueológicos al aire libre en Galicia*. Xunta de Galicia, Consellería de Cultura. Santiago de Compostela. 199 p.
- Mateu, J.F. (1983): Aluvionamiento medieval y moderno del llano de inundación del Júcar. *Cuad. de Geografía*, 32-33, 291-310.
- Mateu, J.F. (1992): Morfogénesis mediterránea en tiempos históricos: limitaciones de un debate geoarqueológico. *Estudios de Arqueología ibérica y romana*, 89. Servicio de Investigación prehistórica. Diputación Provincial de Valencia. 671-686.
- Mayewsky, P.A., Rohling, E.E, Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist,

- G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R. y Steig E.J. (2004): Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62, 243-255.
- Mensua, S. (1964): Sobre la génesis de los glaciares del valle del Ebro y su posterior evolución morfológica. Aportación española al *20th Congr. Int. Geogr.*, C.S.I.C., Inst. Elcano de Geogr., Inst. Est. Pir., 191-195.
- Mensua, S. e Ibáñez, M.J. (1977): *Sector central de la Depresión del Ebro. Mapa de terrazas fluviales y glaciares*. Depto. Geografía Universidad de Zaragoza.
- Mensua, S., Alberto, F., Ibáñez, M.J. y Yetano, M. (1977): Guía de las excursiones. *Actas III Reunión Nacional del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario (Zaragoza, 1977)*. 41 p. Madrid
- Monaco, C. y Tortorici, L. (2004): Faulting and effects of earthquakes on Minoan archaeological sites in Crete (Greece), en *Tectonophysics* 382. 103-116.
- Moreno-Gallo, I. (2005): Caminos históricos en el Delta interior del Ebro. *Colección Territorio, Guías de las Comarcas de Aragón*, 15. DGA. 24 p.
- Muñoz, A., Sancho, C., Peña, J.L., Benito, G., Rhodes, E., McDonald, E. y Longares, L.A. (2006): Cronoestratigrafía de los registros aluviales del tránsito Pleistoceno superior-Holoceno de la Bardena Blanca (Navarra). *Geogaceta*, 40, 263-266.
- Neboit, R. (1983) : *L'homme et l'érosion*. Publ. Fac. Lettres Univ.Clermont Ferrand, 183 p.
- Neboit, R. (1984): Erosion des sols et colonisation grecque en Sicile et en Grande Grèce. *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, 499, 5-13.
- Neboit, R. (1992): Accumulation et creusement dans les vallées depuis 10.000 ans autour de la Méditerranée. *Bull. Assoc. de Géogr. Franç.*, 1992-3, 189-206.
- Oldfield, F., Asioli, A., Accorsi, C.A., Mercuri, A.M., Juggins, S., Langone, L., Rolph, T., Trincardi, F., Wolff, G., Gibbs, Z., Vigliotti, L., Frignani, M., van der Post, K., Branch, N. (2003): A high-resolution late Holocene palaeoenvironmental record from the central Adriatic Sea. *Quaternary Science Reviews* 22, 319–342.
- Ollero, A. (1996): *El curso medio del Ebro: geomorfología fluvial, ecogeografía y riesgos*. Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón, 311 p., Zaragoza.
- Ollero, A. (2003): El Ebro quiere volver a ser libre. *Quercus*, 213, 34-38.

- Ollero, A., Sánchez, M. y del Valle, J. (2004 a): Problemática actual del corredor ribereño del Ebro aragonés en su curso de meandros libres, en Peña, J. L. *et al.* (eds.): *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico. Zaragoza. 253-263.
- Ollero, A., Sánchez, M., Losada, J.A. y Hernández, C. (2004 b): El comportamiento hídrico del río Ebro en su recorrido por Aragón, en Peña, J.L., Sánchez, M. y Longares, L.A. (eds.): *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico. Zaragoza. 243-252.
- Ortí, F. (1990): Introducción a las evaporitas de la Cuenca Terciaria del Ebro. En Ortí, F. y Salvany, J.M. (eds.): *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas y de la zona de Levante*. ENRESA-GPPG, 62-66. Barcelona.
- Palet, J.M. (1997): *Estudi territorial del Pla de Barcelona. Estructuració i evolució del territori entre l'època iberorromana i l'altmedieval*. Segles II-I a.C.- X-XI d.C. Centre d'Arqueologia de la Ciutat, Institut de Cultura, Barcelona.
- Pardo, G., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Pérez-Rivarés, F.J., Vázquez-Urbez, M., Villena, J. (2004): La Cuenca del Ebro. En *Geología de España* (J. A. Vera (editor)). SGE-IGME, Madrid, 533-543.
- Pearson, G. y Stuiver, M. (1986): High-precision calibration of the radiocarbon time scale, 500-2500 B. C. *Radiocarbon* 29, 839-861.
- Pellicer, F. y Echeverría M.T. (1989): *Formas de relieve del centro de la Depresión del Ebro*. Inst. Fernando el Católico, 216 p. Zaragoza.
- Pellicer, F. y Yetano, M. (1985): El galacho de Juslibol: un ejemplo de meandro abandonado. *Cuadernos de Investigación Geográfica*. I Coloquio sobre procesos actuales en Geomorfología. Tomo XI (1-2). Publicaciones del Colegio Universitario de La Rioja. Logroño. 113-124.
- Pellicer, F., Echeverría, M.T. e Ibáñez, M.J. (1984): Procesos actuales en el escarpe de yesos de Remolinos. *Cuadernos de investigación geográfica*, X, 159-169.
- Peña, J.L. (1983): Dinámica reciente de vertientes en el valle medio del Segre (zona de Anya-Artesa de Segre, prov. de Lérida). *Actas VIII Coloquio de Geografía*, 123-130. Barcelona.

- Peña, J.L. (1995): Los estudios de geoarqueología en el ámbito mediterráneo. *Ansilta*, 9, 31-35. San Juan (Argentina).
- Peña, J.L. (1996): Los valles holocenos del escarpe de yesos de Juslibol (sector central de la Depresión del Ebro). Aspectos geomorfológicos y geoarqueológicos. *Arqueología Espacial*, 15. Revista del S.A.E.T. 83-102. Teruel.
- Peña, J.L. (1999): *Informe geoarqueológico del yacimiento de Puig Pelegrí (Segrià, Lleida)*. Universitat de Lleida, 35 p. (inéd.).
- Peña, J.L. (2003): Geoarqueología y evolución paleoambiental del Holoceno superior en el NE de España. *Actas II Congreso argentino de Cuaternario y Geomorfología*, 21-22, Tucumán.
- Peña, J.L. y González, J.R. (1992): Hipótesis evolutiva de los cambios en la dinámica geomorfológica del Baix Cinca y Segre (Depresión del Ebro) durante el Pleistoceno superior-Holoceno a partir de los datos geoarqueológicos. *Cuaternario y Geomorfología*, 6, 103-110.
- Peña J.L. y Lozano, M. V. (2004): Las unidades del relieve aragonés, en Peña, J.L., Sánchez, M. y Longares, L.A. (eds.): *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico. Zaragoza. 71-84.
- Peña, J.L. y Rodanés, J.M. (1992): Evolución geomorfológica y ocupación humana en el cerro de Masada de Ratón (Baix Cinca, provincia de Huesca). *Cuaternario y Geomorfología*, 6, 81-89.
- Peña, J.L., Echeverría, M.T., Petit-Maire, N. y Lafont, R. (1993): Cronología e interpretación de las acumulaciones holocenas de la val de las Lenas (Depresión del Ebro, Zaragoza), *Geographicalia*, 30, 321-332.
- Peña, J.L., Rodríguez J.I. y González, J.R. (1992): Estudi geoarqueològic del Tossal de Moradilla (Lleida). *Recerques Terres de Ponent*, IX, 31-41.
- Peña, J.L., Chueca, J., Julián, A. y Echeverría, M.T. (1996 a): Reconstrucciones paleoambientales en el sector central de la Depresión del Ebro a partir de rellenos de valle y conos aluviales, en Pérez-Alberti, A. *et al.* (eds): *Dinámica y evolución de medios cuaternarios*, 291-307. Santiago de Compostela.
- Peña, J.L., de Dapper, M. y de Vliegheer, B. (1995): Acumulaciones holocenas y geoarqueología en el sur de la isla de Eubea (Grecia), *Geographicalia*, 32, 155-169.

- Peña, J.L., Echeverría, M.T., Julián, A. y Chueca, J. (2000): Processus d'accumulation et d'incision pendant l'Antiquité Classique dans la vallée de la Huerva (Bassin de l'Ebre, Espagne). En Vermeulen, F. y de Dapper, M (eds): *Geoarchaeology of the Landscapes of Classical Antiquity*, 151-159. Ed. Peeters. Leuven.
- Peña, J.L., González, J.R. y Rodríguez, J.I. (1996 b): Paleoambientes y evolución geomorfológica en yacimientos arqueológicos del sector oriental de la depresión del Ebro durante el Holoceno superior, en Pérez-Alberti, A. *et al.* (eds): *Dinámica y evolución de medios cuaternarios*, 63-80. Santiago de Compostela.
- Peña, J.L., Julián, A., Chueca, J., Echeverría, M.T. (1998): Los estudios geoarqueológicos en la reconstrucción del paisaje. Su aplicación en el valle bajo del río Huerva (Depresión del Ebro). *Arqueología Espacial*, 19-20, 169-185. Zaragoza.
- Peña, J.L., Julián, A., Chueca, J., Echeverría, M.T. y Ángeles, G. (2004): Etapas de evolución holocena en el valle del río Huerva: Geomorfología y Geoarqueología, en J.L. Peña *et al.* (eds.): *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Univ. Zaragoza e Inst. Fernando el Católico, 289-302.
- Peña, J.L., Rubio, V., González, J.R., y Vázquez, P. (2002): Cambios dinámicos en laderas holocenas del valle del Segre (Depresión del Ebro). En Peña, J.L. y Longares, L.A. (eds): *Aportaciones Geográficas en memoria del profesor L. Miguel Yetano Ruiz*, 421-432. Dpto. Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Zaragoza.
- Peña, J.L., Rubio, V. y Ángeles, G. (2005 a): Niveles morfogenéticos y acumulaciones cuaternarias del Bajo Gállego (Zaragoza). En Ollero, A. (Dir.). *Estudio hidrológico, geomorfológico, hidráulico y ecológico del Bajo Gállego en el término municipal de Zaragoza para su gestión como espacio fluvial*. Informe Técnico Ayto. de Zaragoza. 30 p.
- Peña, J.L., Rubio, V. y González, J.R. (2005 b): Aplicación de modelos geomorfológicos evolutivos al estudio de yacimientos arqueológicos en medios semiáridos (Depresión del Ebro, España). *Actas X Coloquio Ibérico de Geografía*. Évora (en prensa).

- Peña, J.L., Sancho, C. y Rubio, V. (2005 c): Aportaciones desde la geomorfología y la geoarqueología al conocimiento de los paleoambientes holocenos del NE de España. *Actas X Coloquio Ibérico de Geografía*. Évora (en prensa).
- Pérez González, A., Gutiérrez-Santolalla, F., Machado, M.J. y Benito G. (1996): Modelo morfo-sedimentario de evolución fluvial cuaternaria en condiciones de subsidencia kárstica de evaporitas (río Gállego, cuenca del Ebro). *Cuadernos de Geología Ibérica*, nº 21, 395-420.
- Pérez-Rivarés, F.J., Garcés, M., Arenas, C. y Pardo, G. (2002): Magnetocronología de la sucesión miocena de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro). *Rev. Soc. Geol. España*, 15. 217-231.
- Pérez-Rivarés, F.J., Garcés, M., Arenas, C. y Pardo, G. (2004): Magnetostratigraphy of the Miocene continental deposits of the Montes de Castejón (Central Ebro Basin, Spain): geochronological and paleoenvironmental implications. *Geologica Acta*, 2. (en prensa).
- Petit, R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pèpin, L., Ritz, C., Saltzman E. y Stievenard, M. (1999): Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, en *Nature* (399), 429-436
- Pope, K.O. y Van Andel, T.H. (1984): Late Quaternary alluviation and soil formation in the southern Argolid: Its history, causes and archaeological implications. *Journal of Archaeological Science* 11. 281-306.
- Pope, K.O., Runnels, C.N., Ku, T.L. (1984): Dating middle Paleolithic red beds in southern Greece. *Nature*, 321, 264-266.
- Pope, K.O., Wilkinson, K.N. y Millington, A.C. (2003): Human and climatic impact on Late Quaternary deposition in the Sparta Basin piedmont: evidence from an investigation of alluvial fan systems. *Geoarchaeology* 18. 685-724.
- Quirantes, J. (1978): *Estudio sedimentológico del Terciario continental de los Monegros*. Inst. Fernando el Católico, 200 p. Zaragoza.
- Raphael, C.N. (1978): The erosional history of the plain of Elis in the Peloponnese. En Brice, W.C. (ed.): *The Environmental History of the Near and Middle East*, 51-66. Academic Press. London.
- Rapp, G.R. (2002): *Archaeomineralogy*. Springer, 326 p.

- Rapp, G.Jr. y Hill, Ch. (1998): *Geoarchaeology. The Earth Science Approach to Archaeological Interpretation*. Yale University Press. 274
- Reider, R.G. (1980): Late Pleistocene and Holocene soils of the Carter/Kerr-McGee archaeological site, Podwer river basin, Wyoming. *Catena*, 7. 301-315.
- Reider, R.G. (1982): Soil development and palaeoenvironments. En Frison, G. C. y Stanford, D. J. (eds): *The Agata basin site*. Academic Press. New York. 331-344.
- Renfrew, P.B. (2001): *Archaeology: theories, methods and practice*. 3rd edition. Thames and Hudson, London.
- Renfrew, C. y Bahn, R., (1993): *Arqueología. Teoría, métodos y práctica*. Madrid. Akal. 571p.
- Rinaldi, M. y Rodolfi, G. (1995): Evoluzione olocenica della pianura alluvionale e dell'alveo del fiume Sieve nel Mugello (Toscana). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 18, 57-75. Torino.
- Roberts, N. (1989): *The Holocene: an environmental history*. Blackwell Publ. Oxford. 227 p.
- Rodrigo, F.S., Esteban-Parra, M.J., Pozo, D. y Castro, Y. (2000): Rainfall variability in southern Spain on decadal to centennial time scales. *International Journal of Climatology*, 20. 721-732.
- Rodríguez, J. y Vílchez, J. (1984): Precisiones cronológicas sobre las terrazas inferiores del río Ebro en Zaragoza. *I Congreso español de Geología*, Tomo I, 553-559.
- Rodríguez-Duque, J.I., González, J.R. y Peña, J.L. (1996 a): Aportació de la Geoarqueologia al coneixement del poblament durant els camps d'urnes i l'Edat del Ferro a les valls inferiors dels rius Segre i Cinca. En Rovira, J. (coord): *Models d'ocupació, transformació i explotació del territori entre el 1600 i el 500 A.N.E a la Catalunya meridional i zones limítrofes de la Depressió de l'Ebre*. 277-292.
- Rodríguez-Duque, J.I., González, J.R. y Peña, J.L. (2005): El Tossal de Moradilla (Lleida) en el marco evolutivo del Holoceno superior de la Depresión del Ebro, en Pérez-González, A. et al. (coord): *Geoarqueología y patrimonio en la Península Ibérica y el entorno mediterráneo*. 383-394.

- Rodríguez-Duque, J.I., Peña, J. L. y González, J. R. (1996 b): Aportació de la Gearqueologia al coneixement del poblament durant el Bronze inicial a les valls inferiors dels rius Segre i Cinca. En Rovira, J. (coord): *Models d'ocupació, transformació i explotació del territori entre el 1600 i el 500 A.N.E a la Catalunya meridional i zones limítrofes de la Depressió de l'Ebre*. 137-152.
- Rotberg, R.I. y Rabb, T.K. (eds.) (1981): *Climate and History. Studies in interdisciplinary history*. 280 p.
- Rubio, V., Peña, J.L. y Longares, L.A. (2005): Morfología de barras y dinámica fluvial del Bajo Gállego (Zaragoza). En Ollero, A. (Dir.): *Estudio hidrológico, geomorfológico, hidráulico y ecológico del Bajo Gállego en el término municipal de Zaragoza para su gestión como espacio fluvial* Informe Técnico Ayuntamiento de Zaragoza. 34 p.
- Sánchez, M., Ollero, A., y del Valle, J. (2004): La red fluvial de Aragón, en Peña, J. L. et al. (eds.): *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico. Zaragoza. 55-70.
- Sancho, C., Benito, G., Muñoz, A., Peña, J.L., Longares, L.A., McDonald, E., Rhodes, E. y Saz, M.A. (2007 a): Actividad aluvial durante la Pequeña Edad del Hielo en Bardenas Reales de Navarra. *Geogaceta*, 42. 111-114.
- Sancho, C., Gutierrez, M., Peña, J.L. y Burillo, F. (1988): A quantitative approach to scarp retreat starting from triangular slope facets (Central Ebro Basin, Spain). En Harvey, A.M. y Sala, M.: *Geomorphic Processes, vol. II: Geomorphic Systems, Catena*, suppl. 13.
- Sancho, C., Peña, J.L., Benito, G., Lewis, C., McDonald, E., Rhodes, E. y López, M. (2005): Correlación temporal entre descargas glaciares, aluvionamiento y karstificación en la cuenca del río Gállego (Pirineo y Depresión del Ebro). *IV Reunión de Cuaternario Ibérico*. Gibraltar, (en prensa).
- Sancho, C., Peña, J.L., Muñoz, A., Benito, G., McDonald, E., Rhodes, E. y Longares, L.A. (2008): Holocene alluvial morphopedosedimentary record and environmental changes in the Bardenas Reales Natural Park (NE Spain). *Catena*, 73, 225-238.
- Sancho, C., Muñoz, A., Peña, J.L., González, P. (2007 b): Evolución morfosedimentaria del sistema aluvial de Valsalada (Leciñena, Los Monegros) durante el

- Pleistoceno superior-Holoceno: aproximación paleambiental. *Geogaceta*, 41, 199-202.
- Sancho, C., Peña, J. L., Lewis, C., McDonald, E., Rhodes, E. (2004): Registros fluviales y glaciares cuaternarios en las cuencas de los ríos Cinca y Gállego (Pirineos y Depresión del Ebro). *Geo-guías*, 1, 181-205. VI Congreso Geológico de España. Zaragoza.
- Sancho, C., Peña, J. L., Lewis, C., McDonald, E., Rhodes, E., Pueyo, E.L. y Gosse, J. (2007 c): Cronología del sistema de terrazas cuaternarias en la cuenca del río Cinca (Pirineos y Depresión del Ebro), en Lario, J. y Silva, G. (eds.): *Contribuciones al estudio del periodo Cuaternario*. Ávila, 31-32.
- Saz, M. A. (2003): *Temperaturas y precipitaciones en la mitad Norte de España desde el s. XV. Estudio dendrocronológico*. Publicaciones del Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón. Serie investigación 291
- Saz, M.A., Peña J.L., Longares L.A., Creus J., González-Hidalgo J.C. (2004): Evolución reciente de fondos de valle holocenos en el sector central del valle del Ebro a partir de series de crecimiento radial de *Tamarix canariensis*, en Peña, J.L., Sánchez, M. y Longares, L.A. (eds.): *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico. Zaragoza. 315-328.
- Schiffer, M.B. (1987): *Formation Processes of the Archaeological Record*. Albuquerque: University of New Mexico Press.
- Schmidt, K. H. (1994): Hillslopes as evidence of climatic change, en Abrahams, A, D y Parsons, J. (eds.): *Geomorphology of deserts environments*. 553-570. Champan and Hall. London.
- Schulte, L. (2002 a): Aplicación del método de datación del plomo-210 a la determinación cronológica de procesos geomórfico, en Pérez-González, A., Vegas, J y Machado, M. J. (eds.): *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del tercer milenio*. 483-490.
- Schulte, L. (2002 b): Evolución cuaternaria de la Depresión de Vera y de Sorbas oriental (SE Península Ibérica). Reconstrucción de las fluctuaciones paleoclimáticas a partir de estudios morfológicos y edafológicos. *Server de Gestió i Evolució del Paisatge*. Universitat de Barcelona. 251 p.
- Sopena, M.C. (1998): Estudio geoarqueológico de los yacimientos de la Edad del Bronce de la comarca del Cinca Medio (Huesca), en *Bolskan, Revista de*

- Arqueología Oscense* 15. Instituto de Estudios Altoaragoneses. Diputación de Huesca. 138.
- Sopena, M.C. y Peña, J.L. (1998): Evolución del paisaje del Holoceno superior en el valle del Cinca, sector de Binaced (Huesca). *Arqueología Espacial*, 19-20, *Arqueología del Paisaje*, 185-197. Teruel.
- Soriano, M.A. (1986): Dolinas de disolución normal y dolinas aluviales en el sector centro-meridional de la Depresión del Ebro. *Boletín Geológico y Minero*. T. MCVII-III. 328-337.
- Soriano, M.A. (1989): Infilled valleys in the Central Ebro Basin (Spain). *Catena*, 16, 357-367.
- Soriano, M.A. (1990): *Geomorfología del sector centromeridional de la Depresión del Ebro*. Institución Fernando el Católico, p. 269 + mapas, Zaragoza.
- Soriano, M.A. (1993): Descripción y estudio preliminar del origen de la Depresión de Valdespartera (Zaragoza). *Acta Geológica Hispánica* 28, 65–71.
- Soriano, M.A. y Calvo, J.M. (1987): Características, datación y evolución de los valles de fondo plano de las inmediaciones de Zaragoza. *Cuaternario y Geomorfología*, 1, 283-293.
- Soriano, M.A. y Simón, J.L. (1995): Alluvial dolines in the central Ebro basin, Spain: a spatial and developmental hazard analysis. *Geomorphology* 11. Elsevier. 295-309.
- Soto, J., Gómez, J., Díaz, O. y Golen, A. (2000): Estudio de tasas de sedimentación y datación de sedimentos en la bahía de Santander (España). *Revista Cubana de Física*, vol. 17, 1-2, 30-35.
- Stein, J.K. y Linse, A.R. (eds) (1993): *Effects of scale on archaeological and geological perspectives*. Geological Society of America Special Paper 283, Boulder. 91 p.
- Stevenson, A.C., Macking, M.G., Benavente, J.A., Navarro, C., Passmore, D. y Davis, B.A. (1991): Cambios ambientales durante el Holoceno en el valle medio del Ebro: sus implicaciones arqueológicas. *Cuaternario y Geomorfología*, 5, 149-164.
- Stuiver, M. y Pearson, G. (1986): High-precision calibration of the radiocarbon time scale, 1950-500 B. C. *Radiocarbon* 29, 805-838.

- Stuiver, M. y Pearson, G.W. (1993). High-precision bidecadal calibration of the radiocarbon time scale, AD 1950-500 BC and 2500-600 BC. *Radiocarbon*, 35, 1-23.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Van der Plicht, J. y Spurk, M. (1998): INTCAL 98 Radiocarbon Age calibration, 24,000-0 cal BP. Calibration Issue. *Radiocarbon* 40(3): 1041-1083.
- Thorndyraft V.R. y Benito G. (2006 a): Late Holocene fluvial chronology in Spain: the role of climatic variability and human impact. *Catena*, 66, 34-41.
- Thorndyraft, V.R. y Benito, G. (2006 b). The Holocene fluvial chronology of Spain: evidence from a newly compiled radiocarbon database. *Quaternary Science Reviews* 25, 223–234.
- Uriarte, A. (2003): *Historia del Clima de la Tierra*. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco. Vitoria Gasteiz. 306 p.
- Valero B., González-Sampériz P., Navas A., Machín J. y Delgado-Huertas A. (2004): Datos paleoambientales de las cuencas lacustres del sector central de la Depresión del Ebro. La salada de Mediana, en Peña, J.L., Sánchez, M. y Longares, L.A. (eds.): *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico. Zaragoza. 343 p.
- Van Andel, T.H. y Sutton, S.B. (1987): Landscape and people of the Franchthgi region. Excavations at Franchthgi Cave, Greece. Fascicle 2. Indiana University Press. Bloomington.
- Van Andel, T.H., Runnels, C.N. y Pope, K.O. (1980): Late Quaternary history of the coastal zone near Franchthgi ceve, Southern Argolid, Greece. *Hesperia*, 55, 103-128. (trad. esp.Cinco mil años de uso y abuso de la tierra en la Argólida del Sur, Grecia. *Debats*, 21, 30-43.Valencia.1987).
- Van Andel, T. H., Zangger, E. y Demitrack, A. (1990): Land use and solil erosion in prehistoric and historical in Greece. *Journal of Field Archaeology* 17, 379-396.
- Varnes, D.J. (1978): Slope movement types and processes, en Schuster, R.L. y Krized, R.J. (eds.): *Landslides. Analysis and Control*, Ed. National Academy Press, Washington D.C., 11-29.
- Vita-Finzi, C. (1976): Diachronism in Old World alluvial sequences. *Nature*, V, 263, 218-219.

- Wagstaff, J. M. (1981): Buried assumptions: some problems in the interpretation of the Younger Fill raised by recent data from Greece. *Journal of Archaeological Science* 8, 247–264.
- Wagstaff, J.M. (ed.) (1987): *Landscape and Culture: Geographical and Archaeological Perspectives*. Oxford, Basil Blackwell. 233 p.
- Walker, M.J.C., Björck, S., Lowe, J. J., Cwynar, L. C., Johnsen, S., Knudsen, K. L. y Wohlfarth, B. (1999): Isotopic events in the GRIP ice-core: a stratotype for the late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews* 18, 1143-1150.
- Waters, M.R. (1992): *Principles of Geoarchaeology: A North American Perspective*. Tucson: University of Arizona Press.
- Waters, M.R. y Haynes, C.V. (2001): Late Quaternary arroyo formation and climate change in the American Southwest. *Geology* 29, 399–402.
- Wigley, T.M.L., Ingram, M.J. y Farmer, G. (eds.) (1981): *Climate and History*. 530 p. Cambridge Univ. Press.
- Wilkinson, K., Gerrard, C., Aguilera, I., Bailiff, I. y Pope, R. (2005): Prehistoric and historic landscape change in Aragón, Spain: some results from the Moncayo archaeological survey. *Journal of Mediterranean Archaeology* 18. 1. 31-54.
- Yetano, L.M. (1978): La evolución geomorfológica del valle de la Huerva. *Geographicalia*, 2, 3-19. Zaragoza.
- Zamani, A., Maroukian, H. y Gaki-Papanastassiou, K. (1991): Rythmes de dépôt et de creusement pendant les temps historiques dans le cadre des sites archéologiques de la région d'Argos (Grèce). *Physio-Geo*, 22-23, 81-88.
- Zuidam, R.A. van (1975): Geomorphology and Archaeology. Evidences of interrelation at historical sites in the Zaragoza region, Spain. *Z. fur Geomorph.*, 19 (3), 319-328.
- Zuidam, R.A. van (1976): *Geomorphological development of the Zaragoza region, Spain. Processes and landforms related to climatic changes in a large Mediterranean river basin*. International Institut for Aerial Surveying and Earth Sciences (I.T.C), Enschede, 221 p.

RELACIÓN DE FOTOS

- Fot. 1. Yeso lenticular formando nódulos con matriz yesosa.
- Fot. 2. Yeso alabastrino en forma de bolo.
- Fot. 3. Yeso pulverulento reprecipitado.
- Fot. 4. Yeso fibroso.
- Fot. 5. Terraza deformada por una subsidencia kárstica, en un sector del escarpe de yesos próximo a Juslibol (Zaragoza).
- Fot. 6. Vista aérea de algunas vales.
- Fot. 7. Fondo de una val abancalada.
- Fot. 8. Río Ebro a la altura del puente de Santiago (Zaragoza), durante la crecida de Febrero de 2003.
- Fot. 9. Desbordamiento del Ebro frente a Alagón durante la crecida de Abril de 2007.
- Fot. 10. Río Gállego durante la crecida de Mayo de 2008.
- Fot. 11. Río Huerva a su paso por Muel (Zaragoza) durante la crecida de Junio de 2003.
- Fot. 12. Vista aérea de la llanura aluvial del Ebro, ocupada por campos de cultivo.
- Fot. 13. Contraste entre la vegetación existente sobre los yesos y llanura aluvial del río principal y los rellenos limosos de los cursos secundarios.
- Fot. 14. Líquenes sobre yesos –costra biológica-.
- Fot. 15. Panorámica del valle del barranco de la Virgen en la que se aprecia la gran continuidad del nivel N3.
- Fot. 16. Montículo residual del N3 donde se tomó la muestra Vir 4 (dcha.).
- Fot. 17. Composición del sedimento terciario sobre el que se asienta ocasionalmente el nivel N3.
- Fot. 18. Cerro en el que se realizó el perfil **Virgen 1**. En la foto superior derecha, detalle del horno localizado en el sector superior. En la foto inferior, fragmento de la cerámica hecha a mano, hallado al pie del montículo del N3.
- Fot. 19. Vista general del perfil **Virgen 2** y situación de las muestras Vir 5 y Vir 6.
- Fot. 20. Localización de la muestra Vir 5, en los niveles laminados del tramo 7 del perfil, situados tras el bloque caído (dcha.).
- Fot. 21. Detalle del punto donde se tomó la muestra Vir 6.
- Fot. 22. Vista general de los sedimentos de la Edad del Bronce, apoyados sobre el sustrato terciario (foto sup.) y situación de las muestras Vir 1 a, b, c.
- Fot. 23. Niveles laminados donde se tomó la muestra Vir 3 y capas superiores correspondientes al nivel N2.
- Fot. 24. Canal excavado en los materiales terciarios y relleno superior del nivel N2.
- Fot. 25. Ruinas de la ermita de Sta. María Magdalena, en las que aún se conservan los restos de dos contrafuertes y un ventanal. En la imagen de la izquierda, tomada al Norte de la ermita, se aprecian las aguas turbias del río Ebro penetrando en el barranco de la Virgen durante la crecida de 2007.
- Fot. 26. Ermita de Sta. María Magdalena, con la situación de los restos de muros y aljibes (?) en el interior del nivel N2. Detalles de los posibles aljibes y de un enterramiento.
- Fot. 27. En la imagen de la izquierda se han recuadrado unos orificios –ampliados en la imagen inferior izquierda- que podrían haber sido utilizados para colocar vigas de casas

(mechinales). En ambas fotos se puede observar el enlucido propio del interior de las paredes de las casas medievales.

- Fot. 28. Lóbulo de un meandro en el tramo medio del barranco de la Virgen, donde se han conservado los niveles N2 y N1.
- Fot. 29. Nivel subactual (N0) generado por la incisión del barranco en su cauce.
- Fot. 30. Niveles superiores estructurales y procesos de *piping* en el N3 del barranco de la Virgen en su tramo medio.
- Fot. 31. Derrumbe en una de las márgenes del tramo medio del barranco de la Virgen.
- Fot. 32. Bolas de arcilla acorazadas por gravillas finas y arenas, muy abundantes en el lecho actual del barranco de la Virgen.
- Fot. 33. Sustrato yesífero resistente y muy irregular sobre el que se asienta la acumulación correspondiente al N3.
- Fot. 34. Afloramiento de capas de yesos resistentes en el fondo del cauce, generando pequeños saltos.
- Fot. 35. Durante la crecida ordinaria del Ebro en marzo de 2007, el río alcanzó el escarpe al pie del castillo de El Castellar, invadiendo el curso bajo de los barrancos.
- Fot. 36. Limos y arcillas depositados en el sector más bajo del barranco de la Virgen al ser invadido por las aguas del Ebro, presentando grietas de desecación.
- Fot. 37. Vista general del barranco de Casa de la Pola.
- Fot. 38. Vista aérea de la desembocadura del barranco de Casa de la Pola, donde se señalan los niveles N3 y N2 y se recuadran las ruinas del Castillo de Pola (Imagen Google Earth).
- Fot. 39. Imagen en la que se aprecia la incisión del barranco en el nivel general de relleno N3. A la izquierda, el nivel estructural mencionado en el texto.
- Fot. 39. Niveles N3 y N2 en el tramo bajo del barranco de Casa de la Pola.
- Fot. 40. Niveles N1 y N0 en el sector próximo a la desembocadura, donde la incisión alcanza los yesos infrayacentes y la dinámica del barranco forma barras linguoides.
- Fot. 41. Corte del cono más reciente –equivalente al N2- del barranco de Casa de la Pola.
- Fot. 42. Panorámica general del corte frontal del cono del Sisallar.
- Fot. 43. Corte transversal del cono del Sisallar, en el que se aprecia el nivel de bloques superior y la pendiente del cono.
- Fot. 44. Otro de los conos de barrancos de fuerte pendiente cercano al cono del Sisallar.
- Fot. 45. Canales en el cono del Sisallar y ubicación de las muestras.
- Fot. 46. Boca de una vasija de Época Visigótica localizada en el cono del Sisallar.
- Fot. 47. Perímetro que fue interpretado inicialmente como un posible yacimiento arqueológico, ya que el cono aluvial del barranco que lo está erosionando presenta numerosos fragmentos cerámicos (imagen Google Earth).
- Fot. 48. Panorámica de los tres niveles de conos aluviales del escarpe frente a la localidad de Utebo.
- Fot. 49. Los tres niveles de cono descritos en el sector A.
- Fot. 50. Cata 1 del yacimiento romano de la Val de la Señora (etapa 3), al pie del escarpe de yesos.
- Fot. 51. Etapa 3 de cono erosionado recientemente por el río Ebro, quedando al descubierto la parte basal de la villa romana.
- Fot. 52. Varios detalles de los restos de la villa romana: muros, pavimento y tuberías.
- Fot. 53. Horno cerámico en la villa romana.

- Fot. 54. Pared de la época medieval en el interior del cono y restos de cerámica.
- Fot. 55. El barranco de Alfocea en su tramo bajo, a su paso por el pueblo.
- Fot. 56. Incisión en el relleno N3 del Barranco de Alfocea vista desde su cabecera. En la margen izquierda del barranco se observan fracturas por descompresión y derrumbes, mediante los que se amplía el valle.
- Fot. 57. Resto del cono del barranco de Alfocea en su sector más oriental, donde se ha realizado el perfil **Alfocea 1**.
- Fot. 58. Lentejón de ceniza del tramo 1, donde se ha tomado la muestra ALF 4.
- Fot. 59. Tramo 4 del perfil, en el que aparecieron gran cantidad de restos óseos, cerámicas y sílex.
- Fot. 60. Desembocadura del barranco de Miranda en el galacho de Juslibol, castillo y yacimiento iberorromano. (Imagen Google Earth).
- Fot. 63. Barranco de Miranda en su desembocadura en el galacho de Juslibol.
- Fot. 64. Cerámica de la Edad del Hierro, de la Unidad 2.
- Fot. 65. Cerámica ibérica de la unidad 3.
- Fot. 66. Incisión del barranco de Miranda en el nivel N1, alcanzando hasta los yesos miocenos. En un segundo plano se observa el nivel N2.
- Fot. 67. Sector del cauce en el que aparecen bien representados los cuatro niveles de relleno.
- Fot. 68. Corte del nivel N3 en el que se ha realizado la descripción detallada y se ha tomado la muestra PUEBLA 1.
- Fot. 69. Situación de la muestra de carbón PUEBLA 1 y detalle de los carbones.
- Fot. 70. Sobreexcavación en el cauce del barranco.
- Fot. 71. Corte del nivel N4, compuesto por cantos angulosos de calizas.
- Fot. 72. Terraza T2 del río Ebro fosilizada por el cono N4 del barranco de las Casas.
- Fot. 73. Nivel N3 del barranco de Alfajarín, observándose la presencia de capas arenosas de gran espesor.
- Fot. 74. Corte de la parte distal del cono de la val del Olmo.
- Fot. 75. Situación de la muestra Nuez 1 –izq.- y detalle de la misma –dcha.-.
- Fot. 76. Ubicación en el corte de la muestra Nuez 3 –izq.- y detalle del nivel orgánico donde se tomó dicha muestra –dcha.-.
- Fot. 77. Profunda incisión en el nivel N3. Al fondo se observa el nivel N4.
- Fot. 78. Vista general del punto donde se tomó la muestra VILLA 1, cuyo detalle se aprecia en la imagen de la derecha.
- Fot. 79. Perfil característico del relleno N3 del barranco del Portazgo, en su curso bajo, en donde se inicia el cono aluvial.
- Fot. 80. Escarpe de yesos, con bloques deslizados y pequeñas plataformas de rellenos holocenos.
- Fot. 81. Corte del cono reciente de uno de los barrancos, conteniendo cerámicas de la Edad del Bronce en su interior y cerámicas medievales dispersas en su superficie.
- Fot. 82. Restos de laderas regularizadas que conectaban el nivel N3, cuyo escarpe se observa en la parte superior, con el N2 ya desaparecido.
- Fot. 83. Vista general del relleno del barranco de la Abuela y la profunda incisión.
- Fot. 84. Perfil del nivel N3 del barranco de la Abuela –**Abuela 1**-, con las unidades diferenciadas.

- Fot. 85. Niveles N3 y N2 del barranco de la Abuela y en primer plano los tamarix que cubren parcialmente el nivel N0. En la imagen de la derecha puede apreciarse un detalle de la composición de N2.
- Fot. 86. Incisión del barranco de la Abuela en el nivel N0b, con Tamarix mayores y fondo N0a, también con plantones de esta especie, aunque más jóvenes.
- Fot. 87. Corte del cono del barranco de Osera en un punto muy próximo al cauce del Ebro.
- Fot. 88. Arco de la puerta y habitáculo anexo situados en la Plaza Mayor de Osera.
- Fot. 89. Restos de muros probablemente musulmanes.
- Fot. 90. Escarpe de yesos en el sector entre Alfajarín y Villafranca, observándose la presencia de valles colgados de incisión lineal.
- Fot. 92. Afluente del barranco de Alfocea por su margen derecha. Se aprecia en la fotografía cómo ha sido erosionado su tramo bajo, lo que pone de manifiesto el retroceso del escarpe (Imagen Google Earth).
- Fot. 91. Acumulación limosa del valle colgado del escarpe de Alfocea.
- Fot. 93. Perfil del relleno del valle colgado de Alfocea, con indicación de la posición de la cerámica (izq.) y detalle de la situación del fragmento de cerámica de la Edad del Bronce (dcha.).
- Fot. 94. Incisión de una val que ha quedado colgada en el escarpe y cuyo relleno contiene cerámicas romanas, en el sector de Juslibol.
- Fot. 95. Ejemplo de fisuración vertical por descompresión lateral en las proximidades del Castillo de Miranda.
- Fot. 96. Ejemplo del proceso de *piping* en los yesos.
- Fot. 97. Escarpe verticalizado en las proximidades del galacho de Juslibol.
- Fot. 98. Desprendimientos en el escarpe del sector comprendido entre Alagón y Alfocea.
- Fig. 63. Esquema de escarpe con desprendimientos y cono de derrubios.
- Fot. 99. Escarpe con desprendimientos y derrubios de ladera al pie del castillo de El Castellar (Torres de Berrellén).
- Fot. 100. Laderas con desprendimientos y vuelcos al pie del castillo de El Castellar (izq.) y en la zona de Alfajarín (dcha.).
- Fot. 101. Escarpe con monolitos en el sector comprendido entre Alfajarín y Nuez de Ebro (izq.) y frente a la localidad de Alagón (dcha.).
- Fot. 102. Escarpe extraplomado en el sector próximo al galacho de Juslibol.
- Fot. 103. Deslizamiento rotacional junto al galacho de Juslibol.
- Fot. 104. Ladera regularizada en el pie del castillo de Pola.
- Fot. 105. Relleno entre los bloques desplazados que dan lugar a un escarpe en banquetas en las proximidades de Osera.
- Fot. 106. Señal de peligro de desprendimientos en Alfocea.
- Fot. 107. Vista aérea del galacho de Juslibol al pie del escarpe del castillo de Miranda.
- Fot. 108. Imagen de Google Earth del castillo –recuadro- y detalles de la ladera occidental (Fot. sup.) de la composición de la ladera regularizada que desciende hacia el barranco de Casa de la Pola –círculo-.
- Fot. 109. Corte de la ladera del Castillo de Pola, con abundantes restos de cerámicas.
- Fot. 110. laderas colgadas, restos de antiguas regularizaciones, al pie del Castillo de Pola.
- Fot. 111. Arco de la puerta de acceso al palacio medieval de El Castellar. Al otro lado, se encuentra inmediatamente el cortado a cuyo pie discurre el río Ebro.

- Fot. 112. Restos del palacio medieval y la *cueva de Doña Urraca* asomados al escarpe sobre el río Ebro.
- Fot. 113. Escarpe de El Castellar y restos de la regularización al pie del castillo.
- Fot. 114. Ruinas de El Castellar, asentadas sobre el propio escarpe. En la imagen se marca con un recuadro la Fot. 115.
- Fot. 115. Detalle de la ladera, en la que se aprecian los abundantes fragmentos de cerámica, así como capas de cenizas.
- Fot. 116. Vista panorámica del escarpe de la zona de Utebo.
- Fot. 117. Escarpe de Utebo, con antiguas laderas colgadas y niveles de conos, que van descendiendo en dirección al río Ebro.
- Fot. 118. Vista general de los niveles de relleno del antiguo abrigo/cueva.
- Fot. 119. Detalle del relleno en el que se aprecian restos de cerámicas meladas (musulmanas).
- Fot. 120. Niveles de ocupación y restos de muros medievales del abrigo.
- Fot. 121. El Picote de San Martín rodeado por el foso defensivo.
- Fot. 122. Ladera del castillo que rellena el sector meridional del foso.
- Fot. 123. Fragmento de cerámica medieval y hueso en la ladera del Picote de San Martín.
- Fot. 124. Vista general del relieve en cerros característico del sector de La Puebla de Alfindén.
- Fot. 125. Cerro aislado con restos del torreón de Época Musulmana.
- Fot. 126. Corte de la parte basal de la ladera del torreón. En la imagen de detalle se observan restos de cerámicas medievales.
- Fot. 127. Torre del homenaje y foso artificial del castillo de Alfajarín.
- Fot. 128. Vista general de la ladera que rellena el foso Nororiental del castillo con la ubicación de las muestras.
- Fot. 129. Detalle de una cerámica medieval en el interior del depósito.
- Fot. 130. Restos de huesos y carbones dentro de la acumulación.
- Fot. 131. Aspecto del depósito de ladera, con fragmentos de cerámica medieval.
- Fot. 132. Laderas regularizadas colgadas del barranco de Alfajarín.
- Fot. 133. Ladera verticalizada con talud de derrubios en su base.
- Fot. 134. Ladera con individualización de monolitos y talud basal.
- Fot. 135. Acción antrópica en los taludes del escarpe de yesos en el sector de Alfajarín.
- Fot. 136. Laderas del sector de Osera mostrando las laderas colgadas en banqueta (con tonos más rojizos) y los derrames recientes (glacis de pie vertiente).
- Fot. 137. Detalle de las banquetas con acumulaciones holocenas del sector de Osera.
- Fot. 138. Ladera modelada en forma de *talus flatirons*, localizada en el escarpe situado frente a la localidad de Osera.
- Fot. 139. Ladera desnuda en el sector del escarpe frente a Osera.
- Fot. 140. Resto de una ladera que enlazaba el nivel general de relleno N3 con el nivel N2 (en rojo) y de otra ladera conectando el nivel N3 con el N1 (en amarillo).
- Fot. 141. Vista aérea del casco antiguo de Zaragoza, en la que se sitúan los principales hallazgos arqueológicos.
- Fot. 142. Fotografía aérea de la ciudad de Zaragoza en la que se indican los límites de la muralla romana y la situación de los puntos de estudio.
- Fot. 143. Vista general de la muralla romana del sector del Santo Sepulcro.
- Fot. 144. Ubicación de las catas realizadas durante la excavación arqueológica.

- Fot. 145. Niveles diferenciados desde el punto de vista geomorfológico. Autor: Francisco de Asís Escudero.
- Fot. 146. Detalle de la composición de los niveles C (gravas) y D (arenas).
- Fot. 147. Campo de ánforas del solar de la Plaza Tenerías.
- Fot. 148. Detalle del nivel de ánforas y del recubrimiento superior.
- Fot. 149. Cata en la que se aprecia con claridad el límite entre los lodos bioturbados y el relleno antrópico.
- Fot. 150. Lugar en el que confluyen la muralla romana, adaptándose a la topografía, y la medieval.
- Fot. 151. Mortero de cal y cantos para cimentación de la muralla, suavemente inclinado hacia la misma. Atrás puede observarse los sedimentos en que se excavó la zanja de cimentación y el relleno posterior. Autor: Francisco Escudero.
- Fot. 152. Mortero de cal y cantos sobre el que se apoya el lienzo de la muralla y unidades diferenciadas en el corte estratigráfico.
- Fot.153. Muralla romana de San Juan de los Panetes.
- Fot. 154. Sillares externos de la muralla romana (dcha.) y *opus caementicium* del lado interno (izq.).
- Fot. 155. Muro del palacio musulmán (dcha.) y parte de la muralla externa y del relleno intermedio (izq.).
- Fot. 156. Base curva del torreón romano, sobre la que descansa el torreón de sección cuadrangular de Época Musulmana.
- Fot. 157. Fotografía aérea de la ciudad de Zaragoza en la que se indican los límites de la muralla romana y la situación del teatro romano.
- Fot. 158. Vista aérea del teatro romano de *Caesaraugusta*. Autor: Francisco de Asís Escudero.
- Fot. 159. Arenas fluviales de la parte superior del depósito, rebajadas para la construcción del teatro romano.
- Fot. 160. Cisterna romana de la Plaza de las Eras. Autor: Francisco de Asís Escudero.
- Fot. 161. Cloaca romana. Autor: Marta Espinalt.
- Fot. 162. Presa romana de Muel (Zaragoza).
- Fot. 163. Puerta del supuesto puerto fluvial de Zaragoza.

RELACIÓN DE FIGURAS

- Fig. 1. Mapa de situación, donde se ubica el área de estudio en el Noreste peninsular.
- Fig. 2. Mapa de formaciones litoestratigráficas con la situación del área de estudio (Quirantes, 1978). Líneas verticales=formaciones calcáreas; líneas oblicuas=yesos; punteado=formaciones detríticas.
- Fig. 3. Distribución de las terrazas fluviales afectadas por subsidencia del sustrato evaporítico en el curso bajo del río Gállego (Sancho *et al.*, 2005).
- Fig. 4. Diagrama ombrotérmico de Zaragoza (aeropuerto). Elaboración propia a partir de datos de la AEMET.
- Fig. 5. Régimen del caudal del Ebro en las principales estaciones de aforo de su tramo medio (Ollero *et al.*, 2004 a).
- Fig. 6. Etapas paleoclimáticas del Holoceno (reelaborado de Peña *et al.*, 2005).
- Fig. 7. Ubicación de las fases de aridificación del clima de Jalut *et al.* (2000) en la escala cronológica del Holoceno.
- Fig. 8. Situación temporal de las etapas de RCC de Mayewsky (2004) en la escala cronológica del Holoceno.
- Fig. 9. Situación cronológica de las fases culturales prehistóricas e históricas holocenas.
- Fig. 10. Etapas de acumulación e incisión durante el Holoceno en laderas y valles (Peña *et al.*, 2004).
- Fig. 11. Etapas de acumulación e incisión en laderas y rellenos de valle holocenos y conexión cronológica con la división del Holoceno y grandes fases basadas en datos arqueológicos del NE de España (Peña *et al.*, 2005).
- Fig. 12. Mapa geomorfológico simplificado del área de estudio, con la situación de los dos sectores del escarpe y los barrancos analizados.
- Fig. 13. Mapa geomorfológico detallado del barranco de la Virgen en el que se localizan las muestras que se dataron mediante C14 y otros restos arqueológicos.
- Fig. 14. Perfil longitudinal del barranco de la Virgen y de sus niveles holocenos.
- Fig. 15. Perfil transversal del barranco de la Virgen.
- Fig. 16. Perfil estratigráfico **Virgen 1**.
- Fig. 17. Perfil estratigráfico **Virgen 2**.
- Fig. 18. Perfil estratigráfico **Virgen 3**.
- Fig. 19. Mapa geomorfológico detallado del barranco de Casa de la Pola.
- Fig. 20. Perfil longitudinal del barranco de Casa de la Pola y de sus niveles holocenos.
- Fig. 21. Perfil transversal del barranco de Casa de la Pola.
- Fig. 22. Perfil **Pola 1**, en el que aparecen representados los niveles sedimentarios N3, N1 y N0.
- Fig. 23. Perfil **Sisallar 1**.
- Fig. 24. Etapas evolutivas de carácter cíclico en las laderas y conos del pie del escarpe de yesos, en el sector de la Val de la Señora (Alfocea).
- Fig. 25. Mapa geomorfológico detallado del barranco de Alcofea en su curso medio y bajo.
- Fig. 26. Perfil longitudinal del barranco de Alcofea y de sus niveles holocenos.
- Fig. 27. Perfil transversal del barranco de Alcofea.
- Fig. 28. Perfil **Alfocea 1**.

- Fig. 29. Perfil longitudinal del barranco de Alfocea y de los diferentes niveles: post-Bronce, Medieval/post-Medieval e incisión actual, diferenciándose las etapas agradativas y erosivas.
- Fig. 30. Fases de acumulación superpuestas del cono del barranco de Alfocea y erosión reciente de la parte frontal, por el avance lateral del Ebro.
- Fig. 31. Mapa geomorfológico detallado del curso bajo del barranco de Miranda.
- Fig. 32. Perfil longitudinal del barranco de Miranda y de sus niveles holocenos.
- Fig. 33. Perfil longitudinal del barranco de Miranda y de los diferentes niveles: post-Bronce, Medieval/post-Medieval e incisión actual, diferenciándose las etapas agradativas y erosivas.
- Fig. 34. Esquema general del curso bajo del barranco de Miranda, con los niveles diferenciados y la ubicación de los perfiles (Peña, 1996 reelab.).
- Fig. 35. Niveles de relleno del Barranco de Miranda.
- Fig. 36. Perfil **Miranda 1** del nivel N3 del barranco de Miranda (Peña, 1996 reelab.).
- Fig. 37. Perfil **Miranda 2** del nivel N2 (Peña, 1996 reelab.) y fotografía de detalle de los niveles medievales.
- Fig. 38. Mapa geomorfológico detallado del barranco de las Casas.
- Fig. 39. Perfil longitudinal del barranco de las Casas y de sus niveles holocenos.
- Fig. 40. Perfil transversal del barranco de las Casas.
- Fig. 41. Mapa geomorfológico detallado de la val de Nuez.
- Fig. 42. Perfil longitudinal de la val de Nuez y de sus niveles holocenos.
- Fig. 43. Perfil transversal de la val de Nuez.
- Fig. 44. Mapa geomorfológico detallado del barranco de Villafranca.
- Fig. 45. Perfil longitudinal del barranco de Villafranca.
- Fig. 46. Perfil transversal del barranco de Villafranca.
- Fig. 47. Mapa geomorfológico detallado del barranco del Portazgo.
- Fig. 48. Perfil longitudinal del barranco del Portazgo.
- Fig. 49. Perfil transversal del barranco del Portazgo.
- Fig. 50. Mapa geomorfológico detallado del barranco de la Abuela.
- Fig. 51. Perfil longitudinal del barranco de la Abuela y de sus niveles holocenos.
- Fig. 52. Perfil transversal del barranco de la Abuela con los distintos niveles diferenciados. El nivel N2 aparece tanto como nivel encajado (dcha) como escalonado (izq).
- Fig. 53. Perfil longitudinal del barranco afluente de Alfocea y reconstrucción de su posible trazado antes de quedar colgado.
- Fig. 54. Perfil longitudinal de una de las vales que quedan colgadas sobre la llanura aluvial en las proximidades del Galacho de Juslibol.
- Fig. 55. Modelo general de evolución de las vales.
- Fig. 56. Modelo de evolución del barranco de la Virgen.
- Fig. 57. Perfiles sintéticos de evolución de los conos aluviales de los cursos secundarios.
- Fig. 58. Modelos de evolución escalonada –arriba- y encajada –abajo- de los conos aluviales de las vales de Miranda y Alfocea y diferenciación de las etapas de agradación e incisión.
- Fig. 59. Modelo general de las etapas de relleno en el sector central del valle del Ebro.

- Fig. 60. Mapa geomorfológico simplificado del área de estudio, con la situación de los dos sectores del escarpe y las laderas analizadas.
- Fig. 61. Esquema de escarpe verticalizado.
- Fig. 62. Esquema de escarpe con desprendimientos.
- Fig. 64. Esquema de escarpe con volcadura.
- Fig. 65. Esquema de escarpe con monolitos.
- Fig. 66. Esquema de escarpe extraplomado.
- Fig. 67. Esquema de escarpe con deslizamientos.
- Fig. 68. Esquema de escarpe con laderas regularizadas.
- Fig. 69. Esquema con escarpe en banquetas escalonadas.
- Fig. 70. Reconstrucción aproximada de la fortificación de El Castellar (www.castillosdearagon.com).
- Fig. 71. Esquema mostrando los diferentes niveles de ladera diferenciados en este sector.
- Fig. 72. Perfil transversal del cauce del barranco de Miranda, en el que se representan los niveles de relleno y las dos etapas de ladera identificadas en él.
- Fig. 73. Modelo general de evolución de las etapas de ladera que enlazan los diferentes niveles de relleno de valle.
- Fig. 74. Ejemplo de la evolución del foso defensivo del Picote de San Martín (Juslibol, Zaragoza).
- Fig. 75. Detalle de la hoja 19 del mapa ecogeográfico y de riesgos del cauce y de la llanura de inundación del Ebro medio en 1981, Ollero (1996).
- Fig. 76. Ubicación de los restos de la muralla romana de Zaragoza. Escudero y de Sus (2003).
- Fig. 77. Plano del monasterio de las Canonisas del Santo Sepulcro antes de la realización de los trabajos de Luis de la Figuera, en el que son visibles dos de los torreones y parte del lienzo de la muralla (De la Figuera, 1927).
- Fig. 78. Perfil realizado por Luis de la Figuera y publicado en 1927.
- Fig. 79. Corte detallado de Francisco Iñiguez publicado en 1959.
- Fig. 80. Vista en alzado y en plano de los torreones Norte y Sur.
- Fig. 81. Plano de los cuatro sectores entre los dos torreones en que se realizaron las catas arqueológicas.
- Fig. 82. Unidades sedimentarias y dataciones con C14 en la cata D.
- Fig. 83. Perfil de los sedimentos que componen el sector de la muralla entre los torreones 5 y 6, mortero de cal y canto basal e inicio de la muralla.
- Fig. 84. Plano de la muralla en el sector de San Juan de los Panetes. En turquesa, edificaciones romanas; en rojo, edificaciones musulmanas.
- Fig. 85. Dos secciones del plano anterior de la muralla en el sector de San Juan de los Panetes.
- Fig. 86. Perfil realizado durante la excavación arqueológica del teatro romano en el que se diferencian secuencias de gravas y arenas fluviales en la base de la construcción.
- Fig. 87. Perfil realizado durante la excavación arqueológica del teatro romano en el que se diferencian secuencias de gravas y arenas fluviales en la base de la construcción.
- Fig. 88. Mapa de la topografía del casco antiguo de la ciudad de Zaragoza con el trazado de algunas cloacas romanas (Casañal, 1892, reelab. por Beltrán y Fatás, 1998).
- Fig. 89. Corte S-NE desde el coso hasta las murallas del Santo Sepulcro, mostrando la presencia de tres unidades sedimentarias.

Fig. 90. Mapa sintético del trazado idealizado del Ebro en Época Medieval.

Fig. 91. Mapa de Pignatelli (en Conde de Sástago, 1796) con el trazado del Canal Imperial y del río Ebro, apreciándose el trazado rectilíneo en el sector del escarpe de yesos.

RELACIÓN DE TABLAS

Tabla 1. Crecidas extraordinarias del Ebro Medio entre los años 1950-1985 (extraído de Ollero, 1996).

Tabla 2. Cuadro donde se resumen esquemáticamente las divisiones climáticas y culturales del Holoceno. Elaborado a partir de Lamb, 1977; Leroi-Gourhan *et al.*, 1978; Peña et al, 2004, 2005.

Tabla 3. Diferentes parámetros de los barrancos principales.

Tabla 4. Cronología de las muestras tomadas en las acumulaciones del barranco de la Virgen.

Tabla 5. Dataciones 14C del cono del Sisallar.

Tabla 6. Cronología de las muestras 14C tomadas en el cono de Alfocea.

Tabla 7. Cronología de las muestras tomadas en las acumulaciones de la val de Nuez.

Tabla 8. Resumen esquemático de las diferentes etapas culturales y climáticas del Holoceno y su relación con los procesos geomorfológicos del área de estudio. Elaborado a partir de Lamb, 1977; Leroi-Gourhan *et al.*, 1978; Peña et al, 2004, 2005.

Tabla 9. Datación de las muestras del sector de la muralla del Santo Sepulcro.