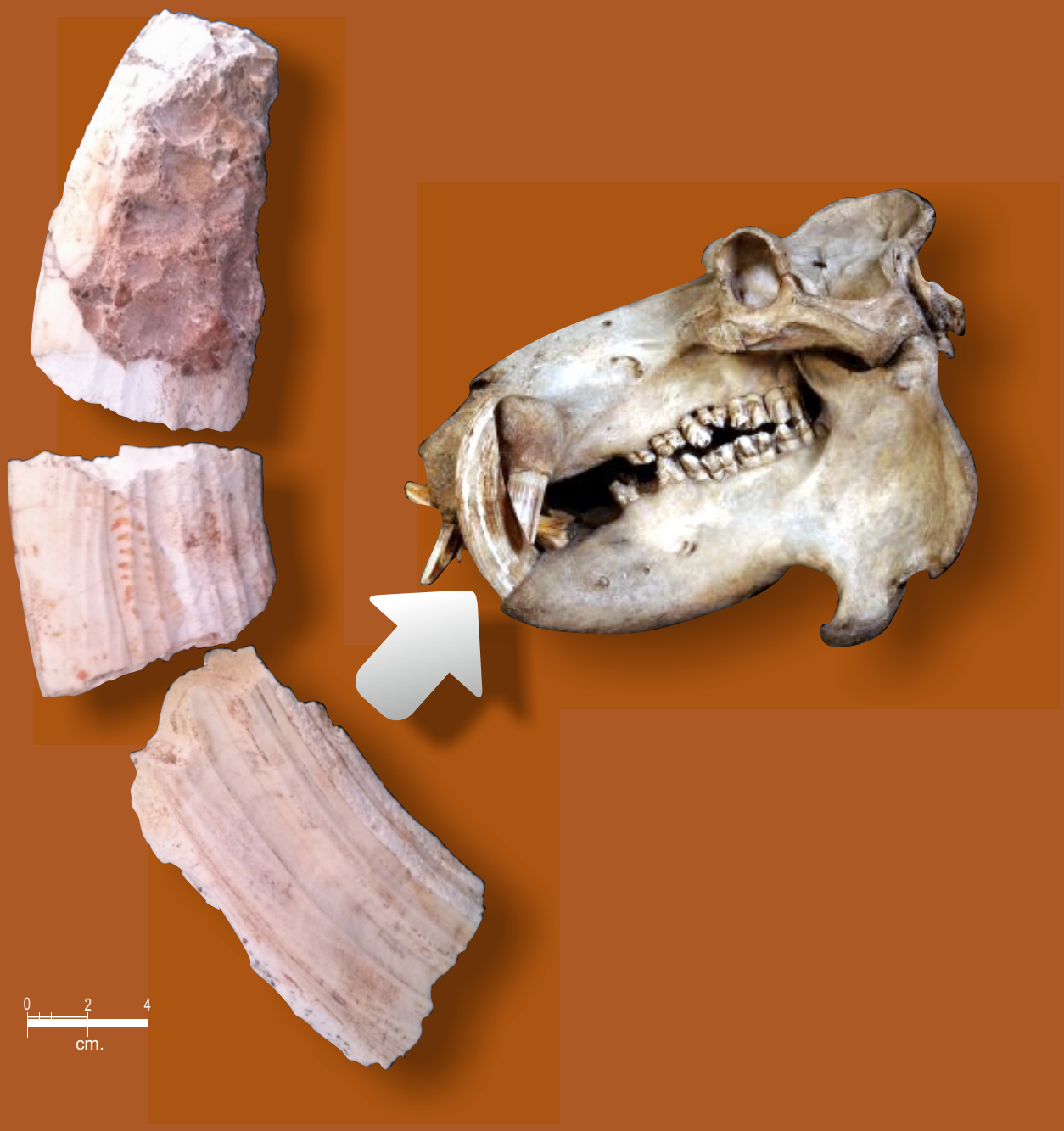
VIII Reunión de Cuaternario Ibérico

VIII Reunião do Quaternário Ibérico

Sevilla - La Rinconada 2013

EL CUATERNARIO IBÉRICO: INVESTIGACIÓN EN EL S. XXI



R. Baena, J.J. Fernández e I. Guerrero. Edits.

AEQUA

G.T.P.E.Q.

VIII Reunión Cuaternario Ibérico AEQUA La Rinconada - Sevilla 2013

VIII Reunión de Cuaternario Ibérico

VIII Reunião do Quaternário Ibérico

Sevilla - La Rinconada 2013

EL CUATERNARIO IBÉRICO: INVESTIGACIÓN EN EL S. XXI

R. Baena, J.J. Fernández e I. Guerrero

Edits.

G.T.P.E.Q.

Edita: AEQUA

Editores: R. Baena, J.J. Fernández e I. Guerrero

I.S.B.N.: 978-84-6955-8601-3

Depósito Legal: SE-1.885-2013

Maquetación e impresion:

Pinelo Talleres Gráficos, S. L. - Camas. Sevilla

PREFACIO

En los inicios del siglo XXI, los avances tecnológicos abren vías insospechadas para el estudio del Cuaternario. Como consecuencia de ello, la interdisciplinariedad inherente a nuestra investigación se muestra aún más necesaria y efectiva. El contenido de este libro quiere ser un reflejo de esta colaboración, tanto a nivel de disciplinas como de Instituciones.

Sirva como ejemplo de lo anterior la programada Mesa Redonda que bajo el título *Dataciones: contrastación, fiabilidad y problemas,* se desarrollará en nuestra Reunión y donde tendremos oportunidad de oír a especialistas en el tema y dialogar sobre las cronologías absolutas que se están aportando y las nuevas vías interpretativas que permiten abrir.

Para nosotros es un honor acoger esta *VIII Reunión de Cuaternario Ibérico* en Sevilla y La Rinconada y dar la bienvenida a todos los participantes, especialmente a nuestros colegas portugueses. También nos es especialmente grato poder otorgar durante este evento, el Arquero de Oro, como máximo reconocimiento de nuestra Asociación, al Profesor y entrañable amigo D. Enrique Vallespí Pérez, por su larga y fructífera labor científica en los estudios del Paleolítico.

Desde que este Comité asumió el encargo de organizar esta Reunión, se ha tomado como un reto y una responsabilidad el responder a las expectativas que hayan podido crearse, máxime en estos tiempos donde los apoyos a la investigación se han visto seriamente mermados.

Desde aquí nuestro más sentido agradecimiento a los profesores Alain Tuffreau de la Universidad de Lille y Dominik Faust de la Universidad de Dresde por su desinteresado ofrecimiento para ilustrarnos con sus conocimientos en la inauguración y clausura respectivamente.

También nuestro reconocimiento a los profesores Pablo M. Silva y Miguel A. Rodríguez por la excursión postcongresual, así como a los miembros de la Mesa Redonda F. Díaz del Olmo, A. Pérez González, P. Silva y P. Cunha; y a los responsables de las distintas sesiones.

Esta Reunión no podría llevarse a cabo sin la colaboración económica prestada por la Universidad de Sevilla y sus diferentes instituciones y el Ayuntamiento de La Rinconada, y la disponibilidad de la Empresa SANDO S.A. que amablemente nos permite el acceso y los medios técnicos necesarios para la visita a la explotación.

Por último, pero no por ello menos importante, nuestro agradecimiento a los miembros de la Secretaría de organización, B. Fernández, J.A. Rodríguez, y R. Sepúlveda, que bajo la tutela de nuestra compañera I. Guerrero, han desarrollado tan eficazmente las labores de administración e intendencia de la Reunión.

Este comité desea que la Reunión cumpla con los objetivos científicos esperados y sirva para crear lazos nuevos o reafirmar los ya existentes entre los investigadores asistentes.

El Comité organizador

ÍNDICE

PREFACIO..... 5

CAPÍTULO I:
GEOMORFOLOGÍA DE SISTEMAS FLUVIALES Y GEOARQUEOLOGÍA

M. López-Recio;, P.G. Silva; P. P. Cunha; F.Tapias; E. Roquero; J. Morín; J. Carrobles; A.S. Murray; J.P. Buylaert
DATACIONES POR LUMINISCENCIA DE LA TERRAZA + 25-30 m DEL RÍO TAJO EN EL ÁREA DE TOLEDO. EL YACIMIENTO ACHELENSE DE PINEDO..... 17

R. Baena-Escudero; J.J. Fernández-Caro; I. Guerrero-Amador; J.C. Posada-Simeón
CRONOESTRATIGRAFÍA DE LA TERRAZA COMPLEJA DEL RÍO GUADALQUIVIR EN "LAS JARILLAS" T-12 (+26-32 m): INDUSTRIA LÍTICA Y MACRO FAUNA ASOCIADA (LA RINCONADA, SEVILLA)..... 22

P.G. Silva; E. Roquero; M. López-Recio; P. Huerta;, F. Tapias
STATISTICAL APPROACH TO THE CHRONOSEQUENCE OF FLUVIAL TERRACES IN THE TAGUS AND DUERO BASINS (CENTRAL SPAIN)..... 29

D. Álvarez-Alonso; M. de Andrés-Herrero; A. Díez-Herrero; L. M. Tanarro García
RELACIÓN ENTRE LOS YACIMIENTOS ARQUEOLÓGICOS Y LA MORFOLOGÍA FLUVIAL DURANTE EL PALEOLÍTICO ANTIGUO EN EL INTERFLUVIO RIAZA-DURATÓN (SEGOVIA, ESPAÑA)..... 34

R. Mediavilla; J.I. Santisteban; M.J. Gil-García; M.B. Ruiz-Zapata; S. Castaño; A. de la Losa
TASAS DE SUBSIDENCIA VS. SEDIMENTACION DURANTE EL HOLOCENO EN EL PARQUE NACIONAL DE LAS TABLAS DE DAIMIEL..... 39

C. Ferrer; J. Moratalla; G. Segura; A. Cuenca
MORFOGÉNESIS HISTÓRICA EN LA CUENCA MEDIA DEL RÍO VINALOPÓ (ALICANTE, ESPAÑA). PRIMEROS RESULTADOS..... 44

P.Carmona; J.M.Ruiz; M.J. Berlanga
PROCESOS Y CAMBIO RECIENTE EN LLANOS DE INUNDACIÓN Y LAGOS COSTEROS MEDITERRÁNEOS. EL MARGEN SEPTENTRIONAL DE LA ALBUFERA DE VALENCIA..... 49

CAPÍTULO II:
GEOARQUEOLOGÍA, PREHISTORIA Y POBLAMIENTO HUMANO

D. Alvarez-Alonso; M. de Andrés Herrero; J. Rojo Hernández; M. A. Valles Fernández
HABITAT HUMANO Y ESPACIO FUNERARIO DURANTE LA PREHISTORIA RECIENTE EN EL VALLE DEL SEGURA: EL YACIMIENTO DE CASA NOGUERA DE ARCHIVEL (CARACVACA DE LA CRUZ, MURCIA)..... 57

F. A. Araque Aranda; J.A. Caro Gómez
LOCALIZACIONES PALEOLÍTICAS EN LAS TERRAZAS DEL CURSO BAJO DEL GENIL (PALMA DEL RÍO, CÓRDOBA)..... 60

E. Mendez Quinta; M. Santonja; A. Pérez-González
AVANCE DEL ESTUDIO GEOARQUEOLOGICO DE LA CUENCA BAJA DEL RIO MIÑO (PONTEVEDRA, ESPAÑA)..... 64

José Antonio Caro Gómez; Fernando Díaz del Olmo; Virginia Torres Ramírez
INDUSTRIAS LÍTICAS DE PALEOLÍTICO MEDIO ANTIGUO EN EL YACIMIENTO DE TARAZONA III (LA RINCONADA, SEVILLA)..... 68

M. Bravo Martínez; C. Torres Navas; J. Baena Preysler
VARIABILIDAD EN LOS MODELOS DE CAPTACIÓN Y EXPLOTACIÓN LÍTICA DURANTE EL ACHELENSE Y MUSTERIENSE EN EL YACIMIENTO PALEOLÍTICO "EL CAÑAVERAL", COSLADA, MADRID..... 73

José Antonio Caro; Fernando Díaz del Olmo; Rafael Cámara; César Borja; José Manuel Recio
PALEOLÍTICO MEDIO EN LOS VALLES FLUVIALES GUADALQUIVIR-GUADAIRA (SUR DE ESPAÑA): CORREDOR DE HOMÍNIDOS REGIONAL DURANTE EL PLEISTOCENO SUPERIOR..... 78

D. Álvarez-Alonso; J. Yravedra; M. de Andrés-Herrero; A. Arrizabalaga; J. F. Jordá; J. Rojo Hernández
LA SECUENCIA CRONOESTRATIGRÁFICA DEL PALEOLÍTICO SUPERIOR DE LA CUEVA DE COÍMBRE (ASTURIAS, ESPAÑA)..... 83

I. OrtegaI. Campaña; A. Benito-Calvo; J.M. Parés; A. Pérez-González; M.A. Martín-Merino; R. Huguet; J. Vallverdú; R. Pérez; A. Aramburu; J.L. Arsuaga; J.M. Bermúdez de Castro; E. Carbonell
GALERÍA BAJA Y SU RELACIÓN CON EL YACIMIENTO DE LA SIMA DEL ELEFANTE (CUEVA MAYORSIERRA DE ATAPUERCA, BURGOS)..... 87

D. Álvarez-Alonso; M. de Andrés Herrero; A. Díez-Herrero; J. Rojo Hernández
EL ABRIGO DEL MOLINO (SEGOVIA, ESPAÑA). OCUPACIONES NEANDERTALES EN EL NORTE DEL SISTEMA CENTRAL..... 91

I. Boneta; C. Liesau; A. Pérez-García; L. Llorente; X.Murelaga
EL CONJUNTO DE QUELONIOS DE CAMINO DE LAS YESERAS (MADRID, ESPAÑA): UN RETO METODOLÓGICO DE EXCAVACIÓN Y DE ESTUDIO..... 95

T. Bardají; A.M. Martínez-Graña; S. Sánchez-Moral; A. Jiménez- Higueras; D. García-González; H. Barret; S. Cuezva
APLICACIÓN DE CRITERIOS GEOLÓGICOS – GEOMORFOLÓGICOS EN EL ANÁLISIS GEOARQUEOLÓGICO DE DRA ABU-EL-NAGA (NECRÓPOLIS TEBANA, EGIPTO). RESULTADOS PRELIMINARES..... 98

CAPÍTULO III:
REGISTROS PALEOAMBIENTALES, PALEOCLIMÁTICOS, PALEONTOLÓGICOS Y DE EVENTOS EXTREMOS CUATERNARIOS

A.M. Blázquez Morilla; A. Rodríguez Pérez
MICROPALENTOLOGÍA Y CAMBIOS AMBIENTALES EN LA MARJAL DE ALMENARA (CASTELLÓN) DURANTE LOS ÚLTIMOS MILENIOS..... 103

A. Gomes; T. Boski; D. Moura; S. Connor
A EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DO ESTUÁRIO DO GUADIANA (SUL DA PENÍNSULA IBÉRICA): UM ESTUDO COM BASE EM DIATOMÁCEAS..... 108

J. Sánchez; D. Faust; F.R. Calvo; D. Wolf ; O. Merlo; A. Acosta
LOS DEPÓSITOS EÓLICOS EN LA ZONA CENTRAL DEL RÍO TAJO..... 113

A. Moreno; C. Sancho; B. Oliva; M. Bartolomé; I. Cacho; H. Stoll; L. R. Edwards; H. Cheng; J. Hellstrom
REGISTRO ESPELEOTÉMICO DE LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA DURANTE EL HOLOCENO: LA CUEVA DE MOLINOS (TERUEL)..... 118

M.Bartolomé; C.Sancho; A.Moreno; B.Oliva-Urcia;, A.Muñoz; C.Osácar; G.Gil-Romera; J.L.Peña-Monné; J.Mas; X. Fuertes
El RELLENO ALUVIAL DEL SISTEMA DE LAS CUEVAS DE SESO (BOLTAÑA, PIRINEO CENTRAL): PRIMERAS CONSIDERACIONES PALEOAMBIENTALES..... 123

G. Monge; M. I. Carretero; M. Pozo; C. Barroso; D. Botella
CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA DE RESTOS ÓSEOS PERTENECIENTES AL DEPÓSITO ENDOKÁRSTICO DEL YACIMIENTO ARQUEOLÓGICO PLEISTOCENO DE LA CUEVA DEL ÁNGEL, LUCENA (CORDOBA)..... 128

P. Tarrats; M. Rieradevall; P. González-Sampériz; A. Pérez-Sanz; B. Valero-Garcés; A. Moreno
RELACIONANDO LA COMUNIDAD ACTUAL Y SUBFÓSIL DE QUIRONÓMIDOS. RECONSTRUCCIÓN DE LOS HÁBITATS LACUSTRES EN EL IBÓN DE LA BASA DE LA MORA (PIRINEOS CENTRALES) EN EL HOLOCENO..... 132

N. Höbig; M.E. Weber; M. Kehl; G.-C. Weniger; R. Juliá; M. Melles; R.H. Fülöp; H. Vogel; K. Reicherter
A 60 KA MULTI-PROXY RECORD FROM LAKE BANYOLES (NORTHEASTERN SPAIN): EXTENDED DATA..... 136

I. Campaña; A. Pérez-González; A. Benito-Calvo
CARACTERIZACIÓN MORFOLÓGICA DE GRANOS DE ARENA PARA LA IDENTIFICACIÓN DE MEDIOS SEDIMENTARIOS. UTILIDAD DE LA TÉCNICA MALVERN MORPHOLOGIG3..... 141

F. Ruiz; M. Abad; J. Rodríguez-Vidal; L.M. Cáceres; M.I. Carretero; M. Pozo; F. Gómez-Toscano; T. Izquierdo; E. Font; L. Guerra; C. Veiga-Pires
MORPHO-SEDIMENTARY EVIDENCE OF HOLOCENE TSUNAMIS IN SOUTHWESTERN SPANISH ESTUARIES: A SUMMARY..... 145

M. Kharytonov; J.M.Recio Espejo
LAND RECLAMATION IN THE MANGANESE ORE MINING BASIN IN UKRAINE..... 150

CAPÍTULO IV:
GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA DE SISTEMAS LITORALES

L. M. Cáceres; J. Rodríguez-Vidal; M. Abad; F. Ruiz; C. Finlayson; G. Finlayson; D. Fa; F. Muñiz
MODELO DE CONSTRUCCIÓN DE DUNAS TOPOGRÁFICAS PLEISTOCENAS EN LA COSTA ORIENTAL DE GIBRALTAR..... 155

T. Bardají; A. Cabero; J. Lario; C. J. Dabrio; C. Zazo; J. L. Goy; P. G. Silva; E. Roquero
EVIDENCIAS MORFOSEDIMENTARIAS DE DESCENSOS RÁPIDOS DEL NIVEL DEL MAR DURANTE EL MIS 5e EN EL MEDITERRÁNEO ESPAÑOL..... 159

E. Roquero; P. G. Silva; C. Zazo; J.L. Goy; C. Dabrio; F. Borja
SEA-LEVEL CHANGE VS CLIMATIC TRENDS IN THE MIDDLE-LATE PLEISTOCENE PEDOGENIC RECORD OF THE ATLANTIC COAST OF HUELVA (SW SPAIN)..... 161

T. Boski; D. Moura; C. Sousa; A. Gomes; L. Pereira; S. Oliveira[1] P. Santana
MUDANÇA DO NIVEL DO MAR NO GOLFO DE CADIZ DURANTE O PLISTOCÉNICO TARDIO E HOLOCÉNICO..... 165

M. López-Belzunce; A.M Blázquez; J. Pretus
EFECTO ANTRÓPICO EN LA DISTRIBUCIÓN DE LOS FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS DE LA ZONA INFRALITORAL AL NORTE DE LA PROVINCIA DE VALENCIA..... 169

CAPITULO V:
TECTÓNICA CUATERNARIA Y PALEOSISMICIDAD

M.A. Rodríguez-Pascua; P.G. Silva; R. Pérez-López; J.L. Giner-Robles; F. Martín-González
CORRELACIÓN PRELIMINAR DE INTENSIDADES SÍSIMICAS EMS98 Y ESI07 A EFECTOS ARQUEOLÓGICOS DE TERREMOTOS (EAEs)..... 177

F. J. García Tortosa; J. A. Peláez; M. Sáchez Gómez; F. Pérez Valera; C. Sanz de Galdeano
ZONA DE FALLAEN LA REGION EPICENTRAL DE LA SERIE SISMICA DE TORREPERO-GIL-SABIOTE (2012-2013)..... 181

M. A. Rodríguez-Pascua; V. H. Garduño-Monroy; R. Pérez-López; M. A. Perucha; I. Israde-Alcántara
EFECTOS ARQUEOSISMOLÓGICOS DEL TERREMOTO DE ACAMBAY DE 1912 (MICHOACÁN, MÉXICO)..... 186

CAPÍTULO VI:
GLACIARISMO Y PERIGLACIARISMO

D. Domínguez-Villar; R.M. Carrasco; J. Pedraza; J.K. Willenbring
CRITERIOS PARA EVALUAR LA FIABILIDAD DE LAS CRONOLOGÍAS GLACIARES DEL ARCO MEDITERRÁNEO DURANTE LA MÁXIMA EXTENSIÓN DEL GLACIARISMO EN EL PLEISTOCENO SUPERIOR..... 193

M. Oliva; A. Gómez Ortiz; D. Palacios; F. Salvador-Franch; M. Salvà
EVOLUCIÓN AMBIENTAL DEL PAISAJE DE CUMBRES DE SIERRA NEVADA DESDE LA ÚLTIMA DEGLACIACIÓN. RESUMEN Y SÍNTESIS..... 196

Rosa M. Carrasco; Jesús Sánchez; Alfonso Muñoz-Martín; Javier de Pedraza; David Domínguez-Villar; Blanca Ruiz-Zapata; Daniel Abel-Schaad
CARACTERIZACIÓN DE LA GEOMETRÍA DE LA FOSA DE NAVAMUÑO (SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL) APLICANDO TÉCNICAS GEOFÍSICAS..... 201

V. Turu; J. Bordonau
ESTUDIO GEOQUÍMICO DE LOS SEDIMENTOS GLACIOLACUSTRES DELA MASSANA Y ORDINO (ANDORRA, PIRINEOS ORIENTALES): INFLUJO SEDIMENTARIO ENTRE LAGOS DE OBTURACIÓN YUXTAGLACIAR INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL..... 204

J. Ruiz-Fernández; M. Oliva; C. García; M. Geraldes; J. Fernández-Irigoyen
EL PROCESO DE DEGLACIACIÓN EN LOS PICOS DE EUROPA A PARTIR DE EVIDENCIAS GEOMORFOLÓGICAS Y SEDIMENTOLÓGICAS..... 209

M. Oliva; D. Antoniades; S. Giralt; J. Agrela; I. Granados; S. Pla-Rabes; M. Toro; G. Vieira
CONTRIBUCION AL ESTUDIO DE LA DEGLACIACIÓN HOLOCENA DE LA PENÍNSULA BARTON (ISLA KING GEORGE, ANTÁRTIDA MARITIMA). RESULTADOS PRELIMINARES... 214

CAPÍTULO VII:
SUELOS Y TÉCNICAS APLICADAS A REGISTROS CUATERNARIOS

A. Benito-Calvo; A.I. Ortega Martínez; F. Ruiz García; T. Karampaglidis; I. Campaña; M.A. Martín Merino
APLICACIÓN DE ESCÁNERES LÁSER 3D Y TÉCNICAS GIS PARA LA RECONSTRUCCIÓN Y ANÁLISIS DE YACIMIENTOS ARQUEOLÓGICOS: LAS GALERÍAS DE LAS HUELLAS (COMPLEJO KÁRSTICO DE OJO GUAREÑA, BURGOS)..... 219

V. Rodríguez; D. Carbonel; F. Gutiérrez; JP. Galve; M. Zarroca; R. Linares; C. Roqué; J. Guerrero; J. McCalpin
INVESTIGATING A DAMAGING BURIED SINKHOLE CLUSTER IN AN URBAN AREA INTEGRATING GEOMORPHOLOGICAL SURVEYS, GEOPHYSICS AND TRENCHING..... 222

T. Schröder; N. Höbig; K. Reicherter; members of the CRC 806
MULTI-PROXY STUDIES FROM ENDORHEIC BASINS IN THE ANTEQUERA REGION (ANDALUSIA) FOR PALAEOENVIRONMENTAL RECONSTRUCTION..... 226

G. Rodríguez-Gómez; J. Rodríguez; J.A. Martín González; R. Blasco; J. Rosell; I. Goikoetxea; A. Mateos
RECURSOS TRÓFICOS Y POBLAMIENTO HUMANO EN EL PLEISTOCENO MEDIO. UN ESTUDIO PRELIMINAR EN EL NIVEL TD8 DE LA SIERRA DE ATAPUERCA, BURGOS..... 230

J. Paulino da Silva; L. Prado Munhoes; A. A. Buso Junior; F. Lima Lorente; M. A. Borotti Filho; G. Souza Siqueira; E. Delbaje; L. C. Ruiz Pessenda
DIGITIZING THE REFERENCE POLLEN COLLECTION OF THE ^{14}C LABORATORY, CENA/USP: TREES AND HERBACEOUS PLANTS OF ATLANTIC FOREST, VALE NATURE RESERVE, ESPIRITO SANTO, BRAZIL..... 234

V. G. Radchenko; I. V. Sergyeyeva
QUATERNARY SEDIMENTARY DEPOSITS OVER THE CHERNOBYL EXCLUSION ZONE AND THEIR RADIONUCLIDE CONTAMINATION..... 236

CAPÍTULO VIII:
MISCELANEA

B. Koster; K. Reicherter
EXPANDED SEDIMENTOLOGICAL AND GEOPHYSICAL INVESTIGATIONS ON PALAEOTSUNAMI DEPOSITS NEAR BARBATE AND ZAHARA DE LOS ATUNES (GULF OF CADIZ, SOUTHERN SPAIN)..... 241

K. Reicherte; B. Koster
A 4000-5000 YEAR OLD TSUNAMI DEPOSIT ALONG THE ATLANTIC COAST OF ANDALUCIA (SOUTHERN SPAIN)..... 246

L. Pereira; A. Gomes; T. Boski; C. Sousa; D. Szalaj; S. Connor
THE HOLOCENE PALEOENVIRONMENTAL RECONSTRUCTION OF THE RIA FORMOSA LAGOON SYSTEM (SW IBERIA PENINSULA): FORAMINIFERA BASED STUDY..... 250

C. Sousa; T. Boski; A. Gomes; L. Pereira; J. Lampreia; S. Oliveira
HOLOCENE HISTORY OF RIA FORMOSA COASTAL LAGOON SYSTEM (SOUTHERN PORTUGAL): BOREHOLE EVIDENCE AND THREEDIMENSIONAL PALEOTOPOGRAPHY..... 254

A. Gomes; L. Pereira; T. Boski; D. Moura; S. Connor; C. Sousa; S. Oliveira; P. Santana
O REGISTO DE DIATOMÁCEAS E FORAMINIFEROS DA RIA FORMOSA (SUL DA PENÍNSULA IBÉRICA): UMA CONTRIBUIÇÃO PARA A COMPREENSÃO DA EVOLUÇÃO HOLOCÉNICA DO SISTEMA LAGUNAR..... 259

J.P. Galve; C. Castañeda; F. Gutiérrez
COMPARING THE PERFORMANCE OF DINSAR-DERIVED DEFORMATION MAPS FOR DETECTING SINKHOLE ACTIVITY IN THE CENTRAL SECTOR OF THE EBRO VALLEY (NE SPAIN)..... 263

P. Huerta; P.G. Silva; I.Armenteros; O. Merino-Tomé
ESTADIOS EVOLUTIVOS DE LA TOBA DE LA PEÑA DEL MANTO (SORIA)..... 267

R. L. Soteres; A. Mayoral
AVANCES EN EL ESTABLECIMIENTO DE LA CURVA DE CRECIMIENTO DE *ASPICILIA CALCAREA* EN LA MESETA MERIDIONAL Y SUS POSIBLES APLICACIONES LIQUENOMÉTRICAS..... 270

L. Guerra; F. Ruiz; M. Abad; C. Veiga-Pires
FORAMINIFERA AS TSUNAMI TRACERS IN HOLOCENE SEQUENCES OF SOUTHWESTERN SPAIN..... 273

A. Travleev; N. Belova; U.E. Dnepropetrovsk, Ukraine
ARGUABLE THEORIES ABOUT THE ETERNITY OF STEPPES AND AMPLE OPPORTUNITIES TO CREATE FOREST ECOSYSTEMS BY RECLAMATION OF UKRAINIAN STEPPE ZONE..... 276

R. Baena-Escudero; I .Guerrero-Amador; J.J. Fernández-Caro; M.P. Espigares; S. Ros-Montoya; J.C. Posada-Simeón
RESTOS DE MACROMAMÍFEROS EN LA TERRAZA T12 DEL GUADALQUIVIR EN LA RINCONADA (SEVILLA): PRESENCIA DE *HIPPOPOTAMUS AMPHIBIUS* LINNEO,1758..... 278

M. Kehl;C. Burow; P. Cantalejo; S. Domínguez-Bella; J.J. Durán; F. Henselowsky; N. Klasen; F.J. Medianero; J. Ramos; K. Reicherte; C. Schmidt; G. C. Weniger
THEPALAEOLITHICSITESIMADELASPALOMASDETEBA,SOUTHERNSPAIN–SITEFORMATION PROCESSES AND CHRONOSTRATIGRAPHY..... 285

I. Campaña; A. Pérez-González; A. Benito-Calvo; J.M. Bermúdez de Castro; E. Carbonell
FACIES SEDIMENTARIAS DEL YACIMIENTO ARQUEO-PALEONTOLÓGICO DE GRAN DOLINA (SIERRA DE ATAPUERCA, BURGOS)..... 290

A. Benito-Calvo
REGISTROS DE INCISIÓN FLUVIAL EN EL CORREDOR DE LA BUREBA (BURGOS)..... 293

D. Álvarez-Alonso; M. de Andrés Herrero; J. Rojo Hernández
LA CAPTACIÓN DE MATERIAS PRIMAS LÍTICAS DURANTE EL PALEOLÍTICO EN EL ORIENTE DE ASTURIAS, Y SU CARACTERIZACIÓN LITOLÓGICA EN LA CUENCA DE LOS RÍOS SELLA Y CARES (ASTURIAS, ESPAÑA)..... 296

J. Fernández-Irigoyen; J. Ruiz-Fernández; C. García; F. J. Alonso-Rodríguez
EXPLOTACIÓN DE LOS RECURSOS LÍTICOS DURANTE EL PALEOLÍTICO ANTIGUO EN EL ORIENTE DE ASTURIAS..... 300

M. de la Rasilla; D. Santamaría; T. de Torres; J. E. Ortiz; H. Valladas; N. Mercier; N. Tisnérat-Laborde; R. Grün; S. Eggins; R. Juliá; V. Soler; C. Lalueza; A. Rosas; P. G. Silva; S. Sánchez-Moral; J. C. Cañaveras
LA CRONOMETRÍA DE LA CUEVA DE EL SIDRÓN (PILOÑA, ASTURIAS). PROBLEMAS E IMPLICACIONES DERIVADAS..... 306

J. A. Caro Gómez
EL ACHELENSE DEL BAJO GUADALQUIVIR: COMENTARIO A SU PROCESO SECUENCIAL.. 307

A. Lainez Fernández-Heredia
ANÁLISIS ESTADÍSTICO MULTIVARIANTE APLICADO AL ESTUDIO DE YACIMIENTOS DEL PALEOLÍTICO ANTIGUO DEL BAJO GUADALQUIVIR (SEVILLA)..... 314

Capítulo

I

GEOMORFOLOGÍA DE SISTEMAS FLUVIALES Y GEOARQUEOLOGÍA

DATACIONES POR LUMINISCENCIA DE LA TERRAZA + 25-30 m DEL RÍO TAJO EN EL ÁREA DE TOLEDO. EL YACIMIENTO ACHELENSE DE PINEDO

M. López-Recio (1), P.G. Silva (2), P. P. Cunha (3), F.Tapias (4), E. Roquero (5), J. Morín (4), J. Carrobles (6), A.S. Murray (7), J.P. Buylaert (8)

(1) Dpto. Prehistoria y Arqueología, Fac. Filosofía y Letras. Universidad Autónoma de Madrid. mario.lopezr@estudiante.uam.es
(2) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad de Salamanca. Ávila. pgsilva@usal.es
(3) Earth Sciences Dep., IMAR-Marine and Environmental Research Centre, University of Coimbra. Portugal. pcunha@dct.uc.pt
(4) Dpto. Arqueología, Paleontología y Recursos Culturales. AUDEMA, Madrid. ftapias@audema.com; jmorin@audema.com
(5) Dpto. Edafología, E.T.S.I Agrónomos. Universidad Politécnica de Madrid, Madrid. elvira.roquero@upm.es
(6) Fundación El Greco. Toledo. jcarrobles@elgreco2014.com
(7) Nordic Laboratory for Luminescence Dating, Aarhus University / Radiation Research Division, Risø DTU, Denmark.
(8) Radiation Research Division, Risø DTU, Denmark.

***Abstract (Luminescence dating of the + 25/30 m Tajo River terrace at Toledo area. The acheulian site of Pinedo)**: This work includes the luminiscence dating (quartz-OSL and pIRIR on K-feldspar) of the +25-30m fluvial terrace of the Tajo River in the vicinity of Toledo, where the Acheulian site of Pinedo is located. The work is included in a broader project on the chronoestratigraphic analysis of the Middle and Late Pleistocene fluvial Terraces of the Tajo, especially focused on those places in which other Palaeolithic sites have been reported. Preliminary results of the analysis of the +25-30 m terrace in Pinedo, Cañete and Valdepastores-Cienfanegas indicate that the age of the gravelly base of the terrace is older than 292±17 ka, corresponding to MIS 9. Similar ages place different Acheulian sites of SW Europe in the transit MIS 9-8. An alluvial formation burying the terrace deposits yield younger ages of 11±0,9 ka BP (quartz-OSL) (MIS 2) developed at the end of the Last Glacial Maximum.*

Palabras clave: Datación por Luminiscencia, Terrazas del Río Tajo, yacimiento de Pinedo, Achelense
***Key words**: Luminescence dating, Tajo River terraces, Pinedo site, Acheulian*

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo ofrece los primeros resultados obtenidos del proyecto "Estudio cronoestratigráfico de las terrazas de Pleistoceno Medio y Superior para la reconstrucción paleoambiental del valle del río Tajo (Toledo)" desarrollado en 2010 y 2011.

El principal objetivo se centró en la obtención de dataciones por Luminiscencia, por Luminiscencia Ópticamente Estimulada en cuarzo (quartz-OSL) y por post-IR IRSL (pIRI, usando feldespato-K como dosímetro; Buylaert et al., 2012) para los niveles de terraza del Tajo en las inmediaciones de Toledo. La investigación se centró en aquellas terrazas con yacimientos paleontológicos y paleolíticos conocidos, con el fin de poder correlacionar los procesos de erosión-sedimentación fluviales con diferentes estadios climáticos dentro del Pleistoceno Medio y

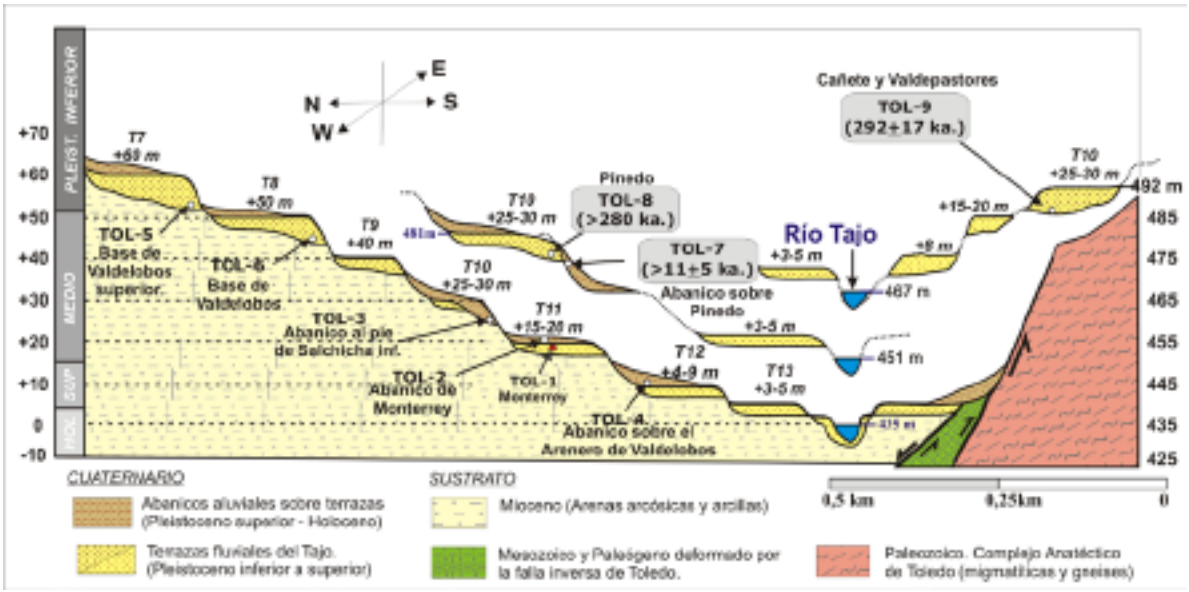


Fig. 1. Esquema de la posición de la terraza de +25-30 m aguas arriba de Toledo en el antiguo yacimiento de Pinedo (margen derecha) y en el Arenero de Valdepastores-Cienfanegas (margen izquierda). Se indican también otras terrazas muestreadas en el entorno de Toledo dentro del Proyecto en el que se enmarca el trabajo.

Superior y sus relaciones con la ocupación humana del territorio. Este trabajo se centró en los niveles fluviales de cota inferior a los +40 m en los yacimientos de Pinedo, Cañete Alto y Valdepastores-Cienfanegas, aunque se ensayó la datación pIRIR en yacimientos situados a cotas entre +40 y +60 m (Valdelobos y Salchicha).

SECUENCIA DE TERRAZAS DEL TAJO EN TOLEDO

En el entorno de la ciudad de Toledo se han llegado a diferenciar hasta trece niveles de terraza con cota relativa respecto al cauce (Pérez-González,1994; Roquero et al., 1999; Pérez-González et al., 2004): +3-5 m (T13, llanura aluvial Holocena); +4-9 m (T12, Peraleda y Arenero de Valdelobos) para el Pleistoceno Superior; +15-20 m (T11, Valdepastores y Villamejor), +25-30 m (T10, Pinedo), +40 m (T9, Salchicha y Buenavista inferiores-Campo de Tiro, Polígono Industrial), +50 m (T8) y +60 m (T7, Buenavista, Salchicha y Valdelobos superiores) para el Pleistoceno Medio; +75 m (T6, Salto de la Zorra), +85 m (T5), +95 m (T4, Bravo), +105 m (T3, Matanzas), +110-115 m (T2) y +125 m (T1, Superficie de Bargas) para el Pleistoceno Inferior. Esta última superficie funciona como divisoria de aguas entre los valles del Tajo y Guadarrama, considerándosela como la superficie de referencia del encajamiento fluvial en la zona.

La terraza de +60 m (Salchicha Superior) ha sido datada por paleomagnetismo (Pinilla et al., 1995), registrándose en ella la inversión Brunhes-Matuyama (780 ka). Ésta marca el límite Pleistoceno Inferior - Medio y a nivel regional también se registra en otros valles de las cuencas del Duero y Tajo (Pérez-González et al., 2013). El resto de dataciones en las inmediaciones del sector estudiado del valle del Tajo hacen referencia a formaciones aluviales posteriores al desarrollo de las terrazas, que las postdatan pero no son adecuadas para establecer una cronosecuencia fluvial fiable (Rodríguez Tembleque et al., 2008; Ruiz Zapata et al., 2009).

METODOLOGÍA

Se ha obtenido un número significativo de dataciones, por quartz-OSL y también por pIRIR, en distintos niveles de terrazas del Pleistoceno Medio y Superior situadas entre la llanura aluvial y el nivel de +60 m. Dada la naturaleza de los depósitos fluviales en la zona resultó difícil encontrar niveles de arenas finas y/o limos susceptibles de muestrear. Por ello se procedió a la datación de formaciones aluviales suprayacentes en aquellos depósitos fluviales en los que no era viable el muestreo para datación OSL.

Las fracciones minerales OSL fueron preparadas en el Dep. Ciências da Terra-Univ. Coimbra y la medición OSL en el Nordic Laboratory for Luminescence Dating (NLL). Inicialmente se realizó una datación OSL convencional en cuarzo (Murray y Olley, 2002). Pero, debido a que las tasas de radiación ambiental (Dose rate) de los sedimentos eran relativamente altas (Tabla. 1), la señal del OSL en cuarzo resultó estar saturada para todas las muestras excepto para las más recientes. Por tanto, se empleó el método pIRIR que permite la datación de muestras de mayor antigüedad (Buylaert et al., 2009, 2012).

Aunque el método post-IR IRSL se empleó también en niveles fluviales de +60 m, +50 m y +40 m, en el presente trabajo nos centraremos en las dataciones obtenidas en el nivel de +25-30 m (T10) donde se sitúa el yacimiento paleolítico y paleontológico de Pinedo. Las localidades muestreadas en este nivel fueron el propio yacimiento de Pinedo y el de Cañete Bajo-Cien Fanegas (Valdepastores), ambos con industria achelense y fauna del Pleistoceno Medio (e.g. Martín Aguado, 1963; Querol y Santonja, 1979; Rus et al., 1993).

EL YACIMIENTO ACHELENSE DE PINEDO

El yacimiento de Pinedo, situado en la terraza de +25-30 m del Tajo inmediatamente aguas arriba de Toledo, fue descubierto a mediados del s. XX (Martín Aguado, 1963; Aguirre, 1964) y constituye uno de los yacimientos achelenses más representativos de la cuenca del Tajo asociado a fauna representativa del Pleistoceno Medio. Entre 1972 y 1974 se realizaron diferentes campañas de excavación, convirtiéndose en el primer yacimiento achelense excavado de forma sistemática en una terraza fluvial en la cuenca del Tajo (Querol y Santonja, 1979).

La excavación realizada sobre un área de 25 m^2 registró un número elevado de piezas líticas localizadas en gravas y arenas fluviales de la zona basal de la terraza, con una densidad media de 45 piezas por m^3 (Querol y Santonja, 1979). A su vez, se documentó un repertorio faunístico compuesto por *Lepus* cf. europaeus, *Oryctolagus cuniculus*, *Equus* sp., *Cervus elaphus*, *Bos* sp., *Palaeoloxodon antiquus*, *Hippopotamus amphibius* y *Praedama* cf. *süssenbornensis* (Soto, 1979), representativo del Pleistoceno Medio final (Sesé et al., 2000).

Las características generales de la industria achelense recuperada en Pinedo son las siguientes (Querol y Santonja, 1979): (1) empleo mayoritario de cuarcita como materia prima (68%), frente al menor empleo del sílex (25%) y el cuarzo (7%), materias

Código NLL/ Código campo	Posición geomorfológica y estratigráfica	Edad (ka)	*Equiv. Dose (Gy)*	(n)	*Dose rate (Gy/ka)*	% Agua
102258 / TOL-7	Aluvial al pie de la Terraza T 10 (+25-30m)	11,0 ± 0,9	56 ± 4	6	5,12 ± 0,19	11
102259 / TOL-8	Base de la Terraza T 10 (+25-30m)	>280	>1000	-	3,52 ± 0,13	10
102260 / TOL-9	Terraza T 10-11 (+20-25m)	292 ± 17	960 ± 38	6	3,282 ± 0,11	10

Tabla 1: Datos de las muestras datadas por pIRIR en la terraza de +25-30 m (Nordic Laboratory for Luminescence Dating).

primas transportadas por el río Tajo; (2) aprovechamiento casi exclusivo de cantos rodados de cuarcita de transporte fluvial; (3) índice levallois técnico nulo e índice de facetado muy bajo; (4) los núcleos son de gran tamaño y con escasas extracciones; 5) elevado porcentaje y diversidad de instrumentos sobre lasca, con predominio de raederas y cuchillos de dorso; 6) dentro del macroutillaje los bifaces más frecuentes son los amigdaloides (18%), lanceolados (15%) y abbevillenses; existen 38 hendedores, en su mayoría de tipos primitivos. Destaca el porcentaje de triedros (8%), siendo superior al de bifaces y hendedores.

ESTRATIGRAFÍA Y CRONOLOGÍA DE LA TERRAZA DE +25-30 m.

El afloramiento donde se ha documentado y muestreado el retazo de la terraza que albergaba el yacimiento de Pinedo se situa en el desmonte Norte del ramal de salida de la autopista AP-41 hacia la carretera CM-4001, en el entorno del perímetro urbano Noreste de la ciudad de Toledo.

En este afloramiento se registra la base de la terraza de +25-30 m, constituida por gravas heterométricas de gran tamaño en contacto erosivo sobre las arenas arcillosas miocenas. El nivel basal de gravas posee una potencia de 2 a 3 m y se acuña hacia el NE donde aparecen lentejones de arenas medias y finas que se muestrearon para su datación OSL (TOL-8). El yacimiento excavado entre 1972 y 1974 se situaba en niveles de arenas y gravas basales de la terraza correspondientes a las Unidades Inferior y Superior de Díaz y Pérez-González (1979). La Unidad inferior de estos autores se correspondería con el nivel muestreado y por tanto la edad OSL obtenida será representativa de la del yacimiento.

En el afloramiento actual, las gravas y arenas basales de la terraza llegan a desaparecer erosionados por aportes aluviales laterales que poseen un significativo *lag* basal de cantos removilizados de la terraza. Hacia la parte superior, esta formación aluvial secundaria presenta una significativa potencia (4-5 m) y está compuesta de arenas de tamaño medio a fino con matriz limosa de tonos anaranjados-rojizos. La parte superior de este nivel areno-limoso se muestreó para su datación OSL (TOL-7). Dado el proceso de erosión de los depósitos de la terraza no se observa desarrollo edáfico asociado. No obstante a techo de la formación aluvial que la recubre se observa un débil desarrollo edáfico constituido por 0,5 m de limos arcillosos con pequeñas rizoconcreciones carbonatadas.

Del mismo modo, se procedió a estudiar y muestrear otros sectores del valle con cortes bien conservados en este nivel de terraza. El más representativo lo constituye el yacimiento paleolítico del Arenero de Valdepastores, situado en la margen derecha del río Algodor en su zona de confluencia con el Tajo, aguas arriba de Toledo. En esta terraza se documentaron restos faunísticos del Pleistoceno Medio e industria achelense, similares a los de Pinedo (Rus et al., 1993; Baena et al., 2010). Los cortes actuales conservan 6 m de la secuencia de la terraza, desde su zona basal compuesta por niveles de gravas y arenas variablemente cementados, hasta su zona superior donde sobre las facies arcillo-limosas de llanura de inundación se desarrolla un suelo rodhoxeralf cálcico de 70 cm de potencia con un horizonte Bt (5YR 5/8s -2.5 YR 4/8h-) bien desarrollado y estructurado. Todo el conjunto es fosilizado por un nivel superior arenoso de menos de 1 m de potencia que incluye cantos de cuarcita facetados, indicándonos que se trata de un nivel aluvial posterior a la terraza y con evidente retoque eólico. En esta localidad se muestreó para OSL (TOL-9) la zona inferior de un potente nivel de arenas con estratificación cruzada planar y de surco que se sitúa en la parte inferior de la terraza, pero inmediatamente por encima del nivel de gravas basal donde se documentó la industria achelense (Rus et al., 1993).

Los resultados de las muestras tomadas en el yacimiento de Pinedo (Tabla 1) indican que la base de la terraza en esta zona (TOL-8) es anterior a los 280 ka (Pleistoceno Medio final) y que el nivel aluvial que la recubre posee en esta zona una edad muy reciente del final del Pleistoceno Superior de 11± 0,9 ka (TOL-7). La datación realizada cerca de la base de esta terraza en el arenero de Valdepastores (TOL-9), de 292 ± 17 ka, se aproxima al tránsito de los estadios isotópicos marinos MIS 8 y MIS 9 (c.a. 300 ka; Imbrie et al., 1992).

INTERPRETACIÓN

Las fechas obtenidas cerca de la base de la terraza T10 del río Tajo en Pinedo (+25-30 m; TOL-8: >280 ka) y en Cien Fanegas (+20-25 m; TOL-9: 292 ka) nos situarían la base de la terraza fluvial (sub-unidad de gravas), así como la industria achelense y fauna pleistocena asociada, a una edad algo anterior a 292 ka (prob. 292-340 ka; MIS 9).

Datos procedentes del valle del Jarama indican que las unidades basales de Arganda I y Arganda II superpuestas en la terraza compleja de +18-20 m dan edades comprendidas entre 332-379 ka (MIS 9-MIS 11) y 254-262 ka (MIS 8) respectivamente (Panera et al., 2011; Pérez-González et al., 2013). Ambas unidades con yacimientos paleontológicos y achelenses asociados, son correlacionadas con los niveles de terraza a +30 m (Arganda I) y a + 25 m (Arganda II) que aparecen escalonados en el Jarama aguas arriba de Velilla de San Antonio, donde comienzan los procesos de subsidencia kárstica que inducen la superposición de terrazas en el Jarama (Panera et al., 2011).

Los principales yacimientos achelenses de las cuencas de los ríos Duero y Tajo se sitúan en las terrazas medias, a ca. +30 m, asimilable a la posición geomorfológica de la terraza muestreada en este estudio en Pinedo y Valdepastores. Este hecho también se ha constatado para los valles de los grandes ríos de la fachada atlántica del suroeste de Europa (Bridgland et al., 2006) y en concreto para el caso de la Península Ibérica (Santonja y Pérez-González, 1997, 2002 y 2010; Oosterbeek et al., 2010; Cunha et al., 2012). Estos autores indican que las condiciones medioambientales benignas del MIS 11, período interglaciar que comenzó aproximadamente hace 420 ka (Imbrie et al., 1992),

favorecieron el incremento de poblaciones con industria achelense en el suroeste de Europa, siendo antes su presencia poco significativa.

En el norte de Francia, destacan las dataciones de los yacimientos achelenses de Cagny-la Garenne (448-443 ka) y Cagny l´Epinette (318-289 ka) de niveles de terraza situados entre +40 y + 30 m en los valles de los ríos Somme y Sena (Tuffreau et al., 2008; Antoine et al., 2010; Limondin-Lozouet et al., 2010). Las edades más recientes del Sena son similares a las obtenidas en este trabajo para la base de la terraza analizada, situándola también en el tránsito entre el MIS 9-MIS 8. En el curso bajo del río Tajo (Portugal), las dataciones OSL disponibles (Cunha et al., 2008, 2012; Martins et al., 2009, 2010) indican que las terrazas de ca. +30-48 m, con edades de ca. 160 - 340 ka, poseen industrias achelenses (Monte do Famaco), mientras que la terraza inmediatamente inferior (entre +16-28 m) posee industrias musterienses y fechas comprendidas entre 135 ka (base) y 73 ka (techo).

A nivel regional, son comparables a Pinedo y Cien Fanegas-Valdepastores los yacimientos achelenses de La Maya II (+34 m; Tormes), El Sartalejo (+26 m; Alagón) y San Isidro (+30 m; Manzanares) (Santonja y Pérez-González, 1997 y 2002), que no disponen de dataciones numéricas. Sin embargo, los datos faunísticos contextualizan estos yacimientos en la segunda mitad del Pleistoceno Medio (Sesé et al., 2000). Otras fechas comparables para el sector central de la Península son las obtenidas por series combinadas de ESR y Uranio de las Unidades Inferiores del yacimiento achelense de Ambrona que van desde los 286 ka a los 366 ka (Falguères et al., 2006), proporcionando una cronología también comparable a la documentada en el presente trabajo.

Por otra parte, la datación de los depósitos aluviales a techo de la formación Pinedo (TOL-7) arroja una edad de 11,8 ± 1,3 ka por quartz-OSL y 11,0 ± 0,9 ka por pIRIR, que la situaría en el Alleröd, la fase menos fría del Tardiglaciar. En cualquier caso la presencia de formaciones aluviales más recientes cubriendo las superficies de las terrazas es común en los valles del Tajo, Jarama y Manzanares, pudiendo comprender edades entre los 150 y 11 ka para niveles de terraza inferiores a los + 40 m (Rodríguez de Tembleque, 2008; Panera et al., 2011; Silva et al., 2013), incluyendo los niveles de terraza más bajos y las propias llanuras aluviales (Wolf et al., 2013).

CONCLUSIONES

Son numerosas las referencias a yacimientos con tecnología achelense en terrazas fluviales en el suroeste europeo contextualizados en el MIS 9 (340-300 ka) y durante el comienzo del MIS 8 (300-245 ka) en niveles de terraza de altimetría similar a los analizados en el Valle medio del Tajo. Este hecho puede deberse en gran medida a la propia dinámica sedimentaria que favorece la formación y preservación de los yacimientos ligada a fenómenos de agradación fluvial durante el final de periodos cálidos (ej. MIS 9) y la parte inicial de los periodos fríos que los siguen (ej. MIS 8), además del probable incremento y expansión en estas fases interglaciares de poblaciones de *Homo heidelbengensis* en la Península Ibérica.

Agradecimientos: El presente trabajo ha sido financiado por la Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha. Este trabajo es una contribución del Grupo de Cuaternario Madrileño de AEQUA (GQM). La investigación ha sido también financiada por el IMAR-CMA Univ. Coimbra (Portugal), Aarhus Univ. y Risøe DTU (Denmark).

Referencias bibliográficas

Aguirre, E de (1964). Los elefantes de las terrazas medias de Toledo y la edad de estos depósitos. *Notas y Comunicaciones*, 76, 295-296.

Antoine, P., Auguste, P., Bahain, J.J., Chaussé, C., Falguères, C., Ghaleb, B., Limondin-Lozouet, N., Locht, J.L. & Voinchet, P. (2010). Chronostratigraphy and palaeoenvironments of Acheulean occupations in northern France (Somme, Seine and Yonne valleys). *Quaternary Internacional*, 223-224, 456-461.

Baena, J., Rus, I., Cuartero, F., Martín, D., Rubio, D. & Roca, M. (2010). Estudio tecnológico de la industria lítica del yacimiento de Las Cien Fanegas (Madrid) en el contexto Achelense de la Meseta. *Cuaternario y Arqueología. Homenaje a Francisco Giles Pacheco*. Diputación Provincial de Cádiz, 71-83.

Bridgland, D.R., Antoine, P., Limondin-Lozouet, N., Santisteban, J.J., Westaway, R. & White, M.J. (2006). The Palaeolithic occupation of Europe as revealed by evidence from the rivers: data from IGCP 449. *Journal of Quaternary Science*, 21, 437-455.

Buylaert, J.P., Jain, M., Murray, A., Thomsen, K.J., Thiel, C. & Sohbati, R. (2012). A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments. *Boreas*, 41, 435-451.

Buylaert, J.P., Murray, A.S., Thomsen, K.J. & Jain, M. (2009). Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar. *Radiation Measurements*, 44 (5-6), 560-565.

Cunha, P.P., Martins, A.A., Huot, S., Murray, A. & Raposo, L. (2008). Dating the Tejo River lower terraces in the Ródão area (Portugal) to assess the role of tectonics and uplift. *Geomorphology*, 102, 43-54.

Cunha, P.P., Almeida, N., Aubry, T., Martins, A.A., Murray, A. S., Buylaert, J.-P., Sohbati, R., Raposo, L. & Rocha, L. (2012). Records of human occupation from Pleistocene river terrace and aeolian sediments in the Arneiro depression (Lower Tejo River, central eastern Portugal). *Geomorphology*, 165-166, 78-90.

Díaz, M. & Pérez-González, A. (1979). Estudio geológico de la terraza de Pinedo". En: *El yacimiento achelense de Pinedo (Toledo)* (MªA. Querol y M. Santonja, eds.). Excavaciones Arqueológicas en España, 106. Ministerio de Cultura, Madrid, 20-35.

Falguères, C., Bahain, J.J., Pérez-González, A., Mercier, N., Santonja, M. & Dolo, J.M. (2006). The Lower Acheulian site of Ambrona, Soria (Spain): ages derived from a combined ESR/U-series model. *Journal of Archaeological Science*, 33, 149-157.

Imbrie, J., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., Howard, W.R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D.G., Mc Intyre, A., Mix, A.C., Molfino, B., Morley, J.J., Peterson, L.C., Pisias, N.G., Prell, W.L., Raymo, M.E., Shackleton, N.J. &

Toggweiler, J.R. (1992). On the structure and origin of mayor glaciation cycles, 1. Linear responses to Milankovitch forcing. *Paleoceanography*, 7 (6), 701-738.

Limondin-Lozouet, N., Nicoud, E., Antoine, P., Auguste, P., Bahain, J.J., Dabkowski, J., Dupéron, J., Dupéron, M., Falguères, C., Ghaleb, B., Jolly-Saad, M.C. & Mercier, N. (2010). Oldest evidence of Acheulean occupation in the Upper Seine valley (France) from an MIS 11 tufa at La Celle. *Quaternary International*, 223-224, 299-311.

Martín Aguado, M. (1963). *El yacimiento prehistórico de Pinedo (Toledo) y su industria triédrica*. IPIET, Diputación de Toledo, Toledo, 156 pp.

Martins, A.A., Cunha, P.P., Huot, S., Murray, A.S. & Buylaert, J.P. (2009). Geomorphological correlation of the tectonically displaced Tejo River terraces (Gavião-Chamusca area, central Portugal) supported by luminescence dating. *Quaternary International*, 199, 75-91.

Martins, A.A., Cunha, P.P., Rosina, P., Oosterbeck, L., Cura, S., Grimaldi, S., Gomes, J., Buylaert, J.-P., Murray, A. S. & Matos, J. (2010). Geoarchaeology of Pleistocene open-air sites in the Vila Nova da Barquinha - Santa Cita area (Lower Tejo River basin, central Portugal). *Proc. Geol. Assoc.*, 121 (2), 128-140.

Murray, A.S. & Olley, J.M. (2002). Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review. *Geochronometria*, 21, 1-16.

Oosterbeck, L., Grimaldi, S., Rosina, P., Cura, S., Cunha, P.P. & Martins, A.A. (2010). The earliest Pleistocene archaeological sites in western Iberia: present evidences and research prospects. *Quaternary International*, 223-224, 399-407.

Panera, J., Torres, T., Pérez-González, A., Ortiz, J.E., Rubio-Jara, S. & Uribelarrea Del Val, D. (2011). Geocronología de la Terraza Compleja de Arganda en el valle del río Jarama (Madrid, España). *Estudios Geológicos*, 67, 495-504.

Pérez-González, A. (1994). Depresión del Tajo. En: *Geomorfología de España* (M. Gutiérrez Elorza, ed.). Ed. Rueda, Madrid, 389-436.

Pérez-González, A., Gallardo-Millán, J.L., Uribelarrea del Val, D., Panera, J. & Rubio-Jara, S. (2013). La inversión Matuyama-Brunhes en la secuencia de terrazas del río Jarama entre Velilla de San Antonio y Altos de la Mejorada, al SE de Madrid (España). *Estudios Geológicos* (en prensa), doi: 10.3989/egeol.40862.173

Pérez-González, A., Silva, P.G., Roquero, E. & Gallardo, J. (2004). Geomorfología fluvial y edafológica del sector meridional de la Cuenca de Madrid. En: *Itinerarios Geomorfológicos de Castilla-La Mancha* (G. Benito y A. Díez, eds.). CSIC y SEG, Madrid, 13-48.

Pinilla, L., Pérez-González, A., Sopeña, A. & Parés, A. (1995). Fenómenos de hundimientos sinsedimentarios en los depósitos cuaternarios del río Tajo en la Cuenca de Madrid (Almoguera-Fuentidueña de Tajo). *Monografías C. CC. Medioambientales*, 3. CSIC, Madrid, 125-140.

Querol, MªA. & Santonja, M. (1979). *El yacimiento achelense de Pinedo (Toledo)*. Excavaciones Arqueológicas en España, 106. Ministerio de Cultura, Madrid, 181 pp.

Rodríguez de Tembleque, J.M., Santonja, M. & Pérez-González, A. (2008). Achelense en la cuenca del Tajo: sector Añover de Tajo-Embalse de Valdecañas. *Estudos sobre Paleolítico (Homenaje a A.X. Álvarez Blázquez)*, vol. II, 271-291.

Roquero, E., Goy, J.L. & Zazo, C. (1999). Fenómenos de convergencia genética en suelos de terrazas fluviales: Valle del Río Tajo, Madrid-Toledo (España). *Rev. Soc. Geol. España*, 12, 329-338.

Ruiz Zapata, M.B., Rodríguez de Tembleque, J.M., Pérez-González, A., Gil García, M.J. & Santonja, M. (2009). Paleovegetación en el yacimiento achelense de Puente Pino y su entorno (Toledo, España). *Cuaternario & Geomorfología*, 23 (1-2), 113-126.

Rus, I., Roquero, E., Mazo, A. & Enamorado, J. (1993). Terrazas del Pleistoceno Medio en la Cuenca del Tajo y fauna e industria asociada. *3 Reuniao do Cuaternario Iberico*. AEQUA, Coimbra, 86.

Santonja, M. & Pérez-González, A. (1997). Los yacimientos achelenses en terrazas fluviales de la Meseta Central española. En: *Cuaternario Ibérico* (J. Rodríguez Vidal, ed.). AEQUA, Huelva, 224-234.

Santonja, M. & Pérez-González, A. (2002). El Paleolítico inferior en el interior de la Península ibérica. Un punto de vista desde la geoarqueología. *Zephyrus*, LIII-LIV, 27-77.

Santonja, M. & Pérez-González, A. (2010). Mid-Pleistocene Acheulean industrial complex in the Iberian Peninsula. *Quaternary International*, 223-224, 154-161.

Sesé, C., Soto, E. & Pérez-González, A. (2000). Mamíferos de las terrazas del valle del Tajo: primeros datos de micromamíferos del Pleistoceno de Toledo (España central). *Geogaceta*, 28, 137-140.

Silva, P.G., López-Recio, M., Tapias, F., Roquero, E., Morín, J., Rus, I., Carrasco-García, P., Giner-Robles, J.L., Rodríguez-Pascua, M.A. & Pérez-López, R. (2013). Stratigraphy of the Arriaga Palaeolithic sites. Implications for the geomorphological evolution recorded by thickened fluvial sequences within the Manzanares River valley (Madrid Neogene Basin, Central Spain). *Geomorphology* (en prensa), doi: 10.1016/j.geomorph.2012.10.019

Soto, E. (1979). Estudio paleontológico del yacimiento achelense de Pinedo. En: *El yacimiento achelense de Pinedo (Toledo)* (MªA. Querol, M. Santonja, eds.). *Excavaciones Arqueológicas en España*, 106. Ministerio de Cultura, Madrid, 37-42.

Tuffreau, A., Lamotte, A. & Goval, E. (2008). Les industries acheuléennes de la France septentrionale. *L´Anthropologie*, 112, 104-139.

Wolf, D., Seim, A., Díaz del Olmo, F. & Faust, D. (2013). Late Quaternary fluvial dynamics of the Jarama River in central Spain. *Quaternary International* (en prensa). http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2013.02.012

CRONOESTRATIGRAFÍA DE LA TERRAZA COMPLEJA DEL RÍO GUADALQUIVIR EN "LAS JARILLAS" T-12 (+26-32 m): INDUSTRIA LÍTICA Y MACRO FAUNA ASOCIADA (LA RINCONADA, SEVILLA)

R. Baena-Escudero (1), J.J. Fernández-Caro (1,2). I. Guerrero-Amador (1), J.C. Posada-Simeón (1)

(1) Dpto. Geografía Física. Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Sevilla. C/ María de Padilla s/nº. 41004-Sevilla. baena@us.es, inmaguer@us.es, posada@us.es

(2). Drtor. Seminario Francisco Sousa: Geomorfología, Paleontología y Arqueología. Universidad de Sevilla-Ayto La Rinconada. Avda. Los Chapatales, s/nº 410309-La Rinconada (Sevilla). josejuan.fernandez@hotmail.com

Abstract (Chronostratigraphy of the complex terrace "Las Jarillas" T-12 (+26-32m) of the Guadalquivir river: Lithic industry and associated macromammal fauna (La Rinconada, Sevilla, Spain): *The Jarillas terrace, the last level of the Guadalquivir river´s Complex of the middle terraces (T12, +26-32 m), displays a stratigraphy of 6 units (USLC1, 2, 3, 4, 5 and 6) inserted in at least 4 alluvial cycles. Lithic Acheulean industry has been obtained from the same associated to the wall unit (CAB-1) together with remains of macromammal fauna and with further evolved elements in those subsequent (CAB-2&3).The results obtained by dating method TL and through Palaeolithic correlation, indicate the development of the terrace during the second half of the Middle Palaeolithic.*

Palabras clave: Terraza, Datación TL, Achelense, Guadalquivir
Key words*: Terrace, TL Date, Acheulean, Guadalquivir*

INTRODUCCIÓN

La terraza de Las Jarillas a +26-32 m, se ubica a 5 Km al Noreste de la ciudad de Sevilla sobre la margen izquierda del Guadalquivir en el término municipal de La Rinconada junto al Cortijo que le da nombre. Se trata de una de las terrazas más destacadas del valle del Guadalquivir, tanto por su extensión (más de 300 km2 en el sector Carmona-Sevilla), como por lo marcado de su escarpe erosivo de hasta 10 m de altura sobre la vega aluvial, lo que permite su seguimiento con continuidad al menos hasta Córdoba. Se trata, por tanto, de una de las terrazas más importantes de todo el valle Medio y Bajo del Guadalquivir, tanto en complejidad como en potencia y variedad de facies aluviales, lo que le confiere un carácter de importante área de explotación de áridos. Todo ello ha generado un temprano interés de los investigadores (Calderón, 1887; Gavala et al., 1929) que la denominaron segunda terraza del Guadalquivir (Drain et al., 1971); y donde, la presencia de restos de *Elephas antiquus* sirvió para adscribirla, de manera general, al Pleistoceno Medio-Superior (Aguirre et al., 1973; Clemente et al., 1977). Posteriormente, durante la década de los 80, los trabajos encaminados a establecer la Secuencia General del Guadalquivir (SGG) tanto desde un punto de vista geomorfológico como cultural (localizaciones paleolíticas) y crono-sedimentario, permitió identificar la superposición de aluvionamientos en esta terraza con nuevos hallazgos de *Equus hydruntinus* y *Elephas antiquus* junto a restos líticos en la parte inferior del perfil "Antiguos Viveros" (AA. Infra), adscritos al Achelense Final transicional de cronología Pleistoceno Superior (Díaz del Olmo et al., 1986; 1989). En los años 90, la aplicación de técnicas radiométricas (U/Th) y de correlación paleomagnética afinarían aún más la SGG, que quedó conformada por hasta 14 niveles de terrazas para todo el valle Medio y Bajo (Baena, 1993), correspondiendo la terraza de Jarillas al último nivel del Complejo de terrazas Medias (T12) en su tramo bajo (sector Sevilla). Las cronologías de referencia, entonces, fueron de 80 ka en la base carbonatada de los suelos pardos fersialíticos del perfil "Viejas Jarillas", y 170 ka en el muro del aluvionamiento en "Pionner", según la polaridad normal correlacionada con época Brunhes posterior al evento Biwa 1 en la magneto-secuencia general (Baena, 1993; Díaz del Olmo et al., 1993; Baena y Díaz del Olmo, 1994; 1997). Estas fechas se han mantenido con posterioridad aportándose otros hallazgos paleolíticos (perfil "Pionner"), de nuevo con macro utillaje achelense en las unidades inferiores (2 y 3 de Baena, 1993; niveles arqueológicos PIO-1 y 2 de Caro, 1999) que dan paso a lascas simples (unidad 5, PIO-3) y finalmente, en los finos de techo, a Paleolítico Medio (unidad 6, PIO-4). De igual modo, se obtienen más restos paleontológicos de las facies arenosas (Sp y Sr de la unidad 3), identificados por E. Soto como pertenecientes a *Elephas antiquus, Hippopotamus, Cervidae cf. dama, Bos sp.* (Caro, 1999, 2006). Finalmente, los nuevos datos publicados en 2011 sobre la magnetoestratigrafía del perfil Pionner, incrementaron la antigüedad de esta terraza a fechas superiores a los 200 ka (Baena y Guerrero, 2011). En este trabajo se presentan de manera sintética los resultados concernientes a la secuencia litoestratigráfica de esta terraza en la explotación de áridos SANDO-La Cabaña, situada a un 1 Km al E de la desaparecida gravera Pionner, aportando dataciones por Termoluminiscencia (TL) del aluvionamiento junto a nuevas localizaciones paleolíticas asociadas a restos de macrovertebrados.

ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

La explotación de "Áridos y Reforestaciones S.A." (SANDO), se ubica al sur del camino de servicio que desde el Km. 9,2 de la A-8008 va a la Hacienda "La Cabaña". A partir de más de una docena de perfiles y un número similar de secciones, levantadas en los huecos de explotación C1 a C4, y C19 a C21 de la gravera, se ha podido establecer la secuencia estratigráfica modelo del aluvionamiento de la terraza en la zona. De las cuadrículas C19, 20 y 4 se han extraído un total de cuatro dataciones por TL. Los resultados se muestran en la Tabla 1 y han sido obtenidos siguiendo los procedimientos propios del Quaternary TL Surveys (QTLS, UK) sobre fracción

de grano fino (2-10 micras) que pueden ser consultados en http://www.users.globalnet.co.uk-qtls/index.htm.

De igual modo, se han estudiado los restos de industria lítica extraídos tanto de los depósitos sumergidos en el acuífero como de los cortes por encima de él, situándolos previamente en las unidades litoestratigráficas definidas y según los patrones del método de Bordes. Los restos paleontológicos han sido clasificados por el equipo de paleontólogos del Museo de Prehistoria y Paleontología de Orce (Granada) y en el Instituto Andaluz de Ciencias de La Tierra (CSIC-UGR) donde, mediante el método comparado de la Escala Bioestratigráfica y de Cambio climático en la Cordillera Bética (Ruíz Bustos, 2011), se les ha podido asignar una Biozona cronoestratigráfica aproximada de referencia.

LA TRANSVERSAL DE LA RINCONADA DENTRO DE LA SECUENCIA GENERAL DE TERRAZAS DEL GUADALQUIVIR (SGTG)

Se ubica dentro del denominado sector Carmona en la Secuencia General de las terrazas del Bajo Guadalquivir donde se pueden diferenciar tres de los cuatro conjuntos morfogenéticos que conforman el modelo interpretativo de la evolución cuaternaria (Baena, 1993, Baena et al., 2005). Este lo integran los siguientes niveles, todos ellos por debajo de la alta topografía divisoria de Los Alcores (Baena, 1993; Baena y Díaz del Olmo, 1997):

• Complejo de terrazas altas (T5 a T9): las dos primeras a +145-160 m y +130-135 m (T5, Cerro Higos I y T6, Cerro Higoso II) sólo se encuentran en las inmediaciones de Carmona; a +110-120 m (T7, San Pedro); +90-100 (T8, Zahariche); y +80-85 m (T9, Gastaembalde). Representan el Pleistoceno Inferior entre 980 ka (tránsito de época Matuyama al evento Jaramillo para la T5 y T6) y el Pleistoceno Medio posterior a la inversión Brunhes-Matuyama de la T8 (Santiche) y posterior T9 (menos de 780 ka). En ellas se obtuvieron de los aluvionamientos "testimonios iniciales" del Paleolítico Inferior de adscripción Achelense (Caro et al., 2006; Caro, 2006).

• Complejo de terrazas medias (T10 a T12): a entre +65-71 m (T10, Saltillo); +45-60 m (T11, Tarazona) y +26-32 m (T12, Las Jarillas), se trata de las más potentes y extensas, mostrando un dispositivo solapado de cronología Pleistoceno Medio a Superior. Recientemente, en cambio (Caro et al., 2011), se ha atribuido todo el complejo (T10 a T12), a la segunda mitad del Pleistoceno Medio con cronología por OSL de entre 138,4 y 104,9 ka para los últimos 5 m de la terraza de Tarazona que, con dos subniveles (T11.1 a +44-38 m y T11.2 a +36-30 m), presenta una abundante industria lítica considerada como de evolución del Modo 2 al Modo 3, al final del Pleistoceno Medio e inicios del Pleistoceno Superior (MIS6/MIS5).

• Complejo de terrazas bajas (T13) y muy bajas (T14): a +12-15 m (Brenes, San José), la primera corresponde al pleno Pleistoceno Superior con Paleolítico Medio; mientras que las segundas a entre +7 y +10 m (Tocina, Barca de Alcolea) representan la llanura aluvial del Pleistoceno Superior y Holoceno con industria epipaleolítica y posterior. Por último, a entre +2 y +8 m, se han controlado hasta cuatro diferentes niveles de terrazas históricas vinculadas a la dinámica lateral de meandros y a sus rectificaciones y abandonos.

En la transversal de La Rinconada, de los 14 niveles que integran la SGTG, sólo se localizan los siete últimos (T7 a T14) con especial relevancia de los niveles medios y bajos. Los más altos dentro del municipio (Fig.1), corresponden a los dos primeros niveles del Complejo de terrazas Medias T10 ("Saltillo") y T11 ("Tarazona") quedando situadas en el extremo sur-oriental del citado término. Sus alturas oscilan entre los +55-50 m sobre el río de la primera y los +45-40 m de la segunda. Sus espesores sedimentarios muy irregulares rondan los 8 m de media aunque sobre antiguos paleocauces pueden alcanzar los 15 m, estando integrados por diversas estratigrafias aluviales de medios meandriformes, lacustres, coluvionares y de arroyos que desmantelaban los suelos rojos o generaban "tierras negras" vinculadas a encharcamientos superficiales (Baena, 1993). Por su parte, la T12 (Jarillas), en la zona de estudio, destaca por su extensión y lo marcadamente ondulado de su contacto con el sustrato de margas, sobre el que se superan los 17 m de potencia, con secuencias complejas de sus aluvionamientos, marcados por profundos fondos de cauce con abundantes gravas y arenas, que dan paso a dinámicas meandriformes de arenas, gravas medias y finalmente depósitos limo-arcillosos de inundación y relleno de paleomeandros abandonados de grandes dimensiones. Por último, la terraza baja y las muy bajas están integradas por la T13 (San José de La Rinconada) a unos +13-15 m y la T14 (llanura de "La Rinconada) a +8-9 m. La primera cuenta con espesores superiores a los 8 m formados por pavimentos de gravas cementados sobremontados por arenas y sedimentos finos a techo (1,5 a 2 m). La segunda, más baja e inmediata al río (+8-9 m), se caracteriza por el dominio de los finos de inundación con numerosos meandros y cauces abandonados de época histórica.

LITOESTRATIGRAFIA DE LA TERRAZA DE "LAS JARILLAS": RESTOS PALEONTOLÓGICOS Y CRONOLOGÍA

La estratigrafía modelo de esta terraza en la explotación de SANDO-La Cabaña, con más de 15 m de potencia media, muestra una secuencia integrada por seis unidades estratigráficas de las cuales las dos primeras se encuentran total (USLC-1) o parcialmente sumergidas (USLC-2), con el siguiente desarrollo de muro a techo (Fig.2):

QTLS Ref.	Unidad	Beta NRD (Gy)	Alfa NRD (µm-2)	Beta + External Dose-Rate	Alpha Track Rate (µm-2)	Beta Dose-Rate (Gy/Ka)	Gamma Dose-Rate (Gy/Ka)	Cosmic Dose-Rate (Gy/Ka)	Corrected TL-Age (Ka)
SJR1	USLC-2	464±20	299±17	2.377±0.100	0.609±0.046	1.645±0.093	0.672±0.032	0.060±0.020	>150
SJR2	USLC-3	496±58	343±9	2.797±0.131	0.582±0.047	1.931±0.122	0.797±0.043	0.070±0.020	>150
SJR3	USLC-3	537±56	334±18	2.992±0.146	0.744±0.065	1.957±0.132	0.935±0.054	0.100±0.030	>150
SJR4	USLC-4	483±43	352±20	2.234±0.119	0.457±0.043	1.416±0.107	0.677±0.044	0.140±0.030	>150

Tabla 1: Medidas de TL y resultados de las muestras obtenidas en la terraza T12 de Jarillas (Quaternary TL Surveys, U.K.)

USLC-1: sobre el sustrato de margas azules de manera erosiva y con límite neto y fuertemente ondulado (2-3 m), esta unidad de más de 6 m de potencia la integran gravas gruesas (Gm) sobremontadas por arenas finas masivas (Sh) alternantes a techo con lechos de gravillas (Sp y Sr) que culminan en niveles centimétricos y discontinuos areno-limosos o arcillo-limosos de inundación (Fm). De ella extraen las retroexcavadoras restos de *Elephas antiquus* e *Hippopotamus amphibius* junto con numerosas piezas líticas representativas del Achelense (CAB-1).

USLC-2: Integrada en la base por gravas medias masivas (Gm), dan paso mediante límite neto a un depósito mixto de gravillas y arenas alternantes de entre 3 y 3,5 m de potencia con estratigrafía cruzada, *ripples* y niveles areno-limosos masivos centimétricos (2-10 cm) intercalados o a techo. De ella se han obtenido restos de équidos y bóvidos en la base (Gm y Sp) y de elefantes en toda la unidad (St y Sr) así como industria lítica (CAB-2) y la primera muestra para TL (SJR1).

USCL-3: Con gravas medias y pequeñas en su base en posición de fondos de canal, hacia arriba alternan con arenas. Todo con fuerte rubefacción (2.5 YR 4/6-8) y potencia que oscila entre 1 y 2,5 m. De las gravas se ha obtenido industria lítica (CAB-3), y de las arenas, dos muestras para TL (SJR2 y 3).

USLC-4: Compuesta por limos y arcillas con carbonatos, rasgos de bioturbación por raíces y grietas rellenas de arcillas rojas (5YR 4/6) o carbonatos, alcanza los 5 m de potencia. A techo contiene un importante desarrollo edafológico con horizontes Bta/Bca. Del contacto con la unidad inferior se ha extraído industria lítica (CAB-4) y una datación por TL del último metro superior (SJR4).

USLC-5: Con límite neto y de manera lateral se sobrepone a las unidades 4 y 3, con gravillas, arenas, limos y arcillas alternantes con abundantes carbonatos laminados y en varias secuencias solapadas y erosivas unas sobre otras como corresponde a una colmatación de cauce abandonado de hasta 7 m de potencia. Este nivel se corresponde con las unidades 2, 3 y 4 del perfil Jarillas Martillo (Baena, 1993), de donde se obtuvo la datación de 80 ka a techo; y con las JP6 y JP7 del perfil Jarillas-Pionner, a cuyo muro se asignó una edad de 120 ka por paleomagnetismo (Baena y Guerrero, 2011).

USLC-6: Cierra la secuencia un nivel de limos y arcillas masivas de inundación (Fm) de hasta 1 m de potencia con edafogénesis pardo-fersialítica que se sobrepone tanto a la unidad USLC-5 como a la 4.

El conjunto de estas unidades, muestra una secuencia compleja donde se repiten los pavimentos de barras basales con gravas masivas (Gm), separados a techo erosivamente por lechos de arenas alternantes con barras de gravas medias (Sh/Gp y Sp/Sr) correspondientes a procesos migratorios de cauces que terminan en llanuras de inundación muy desmanteladas (Fm). Ello se repite al menos tres veces (USLC-1, USLC-2 y USLC-3), lo que manifiesta un solapamiento en los ciclos de aluvionamiento con disminución del tamaño de la grava y de su potencia, presentando el superior una intensa rubefafacción. Cierra la secuencia un potente nivel limo-arcilloso en disposición masiva (Fm) de llanura de inundación con desarrollo de un paleosuelo (USLC-4). Los resultados de las muestras tomadas en los últimos ambientes sedimentarios de la terraza (Tabla 1), indican que todos son anteriores a 150 Ka (Pleistoceno Medio final); si bien lateralmente, son erosionados y a la vez solapados con nuevos depósitos de arenas, limos, arcillas y carbonatos en disposición laminar (USLC-5) como relleno de un paleocauce de grandes dimensiones durante el Pleistoceno Superior. Todo a su vez, queda sellado por limos y arcillas masivas (Fm) de inundación con edafogénesis pardo-fersialítica (USLC-6).

INDUSTRIA LÍTICA

En la prospección realizada durante los años 2011 y 2012 se han obtenido un total de 747 piezas líticas extraídas en conexión con las unidades descritas. El control de los hallazgos permite agruparlas en los cuatro conjuntos líticos ya referenciados. El de base (CAB-1), con industrias de formato mediano-grande (9,25 cm de media), y los otros tres (CAB-2, 3 y 4) con elementos de menor tamaño aunque en ambos casos de acuerdo con las dimensiones de los cantos sedimentarios. No obstante, se pueden encontrar en situaciones particulares (fondos de canal, contacto con finos de inundación), gravas de mayores dimensiones.

Conjunto CAB-1: De las 585 piezas válidas hay 533 en cuarcita (91,11%), 50 en sílex (8,55%), 1 en arenisca (0,17%) y 1 en otros materiales, siendo la mayoría de rodamiento leve (R1): 469-80,17%. Tipológicamente se contabilizan 214 núcleos, 197 lascas no retocadas, 2 lascas de aspecto levallois, 57 tipos normativos y 115 piezas macroindustriales, presentando unos valores longitudinales entre 1,6 y 25,55 cm y una media de 9,25 cm. Existen notables diferencias entre las industrias realizadas en cuarcita o en sílex, de acuerdo con las medidas de los cantos de las respectivas materias primas presentes en la carga del depósito, siendo aquellos mayores que éstos. Así, en cuarcita, las longitudes varían entre 1,60 y 27,55 cm, con una media de 9,61 cm, y en sílex, de 6,05 cm, oscilando entre los 2,4 y los16 cm.

Los 214 núcleos (36,58%) de los que se cuentan 188 de cuarcita y 26 de sílex, presentan frecuentes huellas de golpes sumarios, a menudo con una o dos extracciones, y generalmente usando la corteza como planos de percusión, como demuestra el alto índice de talones y lascas corticales. Entre ellos solo hay 14 centrípetos (6,54 %). La observación de los negativos permite apreciar que se obtuvieron lascas anchas mayoritariamente.

En cuanto a las 197 lascas no retocadas (33,67 %), hay predominio de la cuarcita (176), siendo la media de sus longitudes 6,20 cm (6,39 en cuarcita y 4,61 en sílex). Entre ellas se cuentan 66 corticales, 107 semicorticales y 24 internas, siendo sus talones mayoritariamente corticales (150). Los lisos son 27 y sólo se cuenta 1 triedro. Se han registrado 113 lascas anchas, algo que ya se apreciaba en los negativos de los núcleos.

Respecto a los 57 tipos (9,74 %), hay una clara mayoría de cuarcita (55). La media de sus longitudes

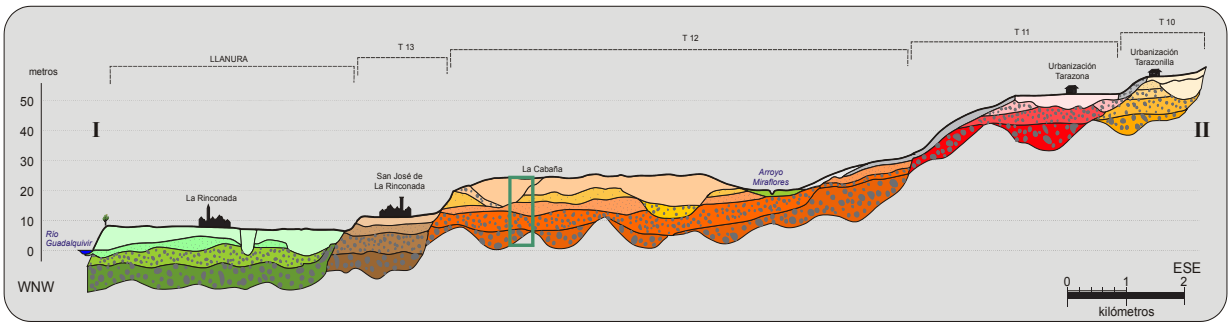


Figura 1: Modelo de tranversal morfoestratigráfica de las terrazas Medias (T10, T11 y T12), Bajas (T13) y Muy Bajas (T14) en el municipio de La Rinconada (Sevilla), con indicación del perfil representado.

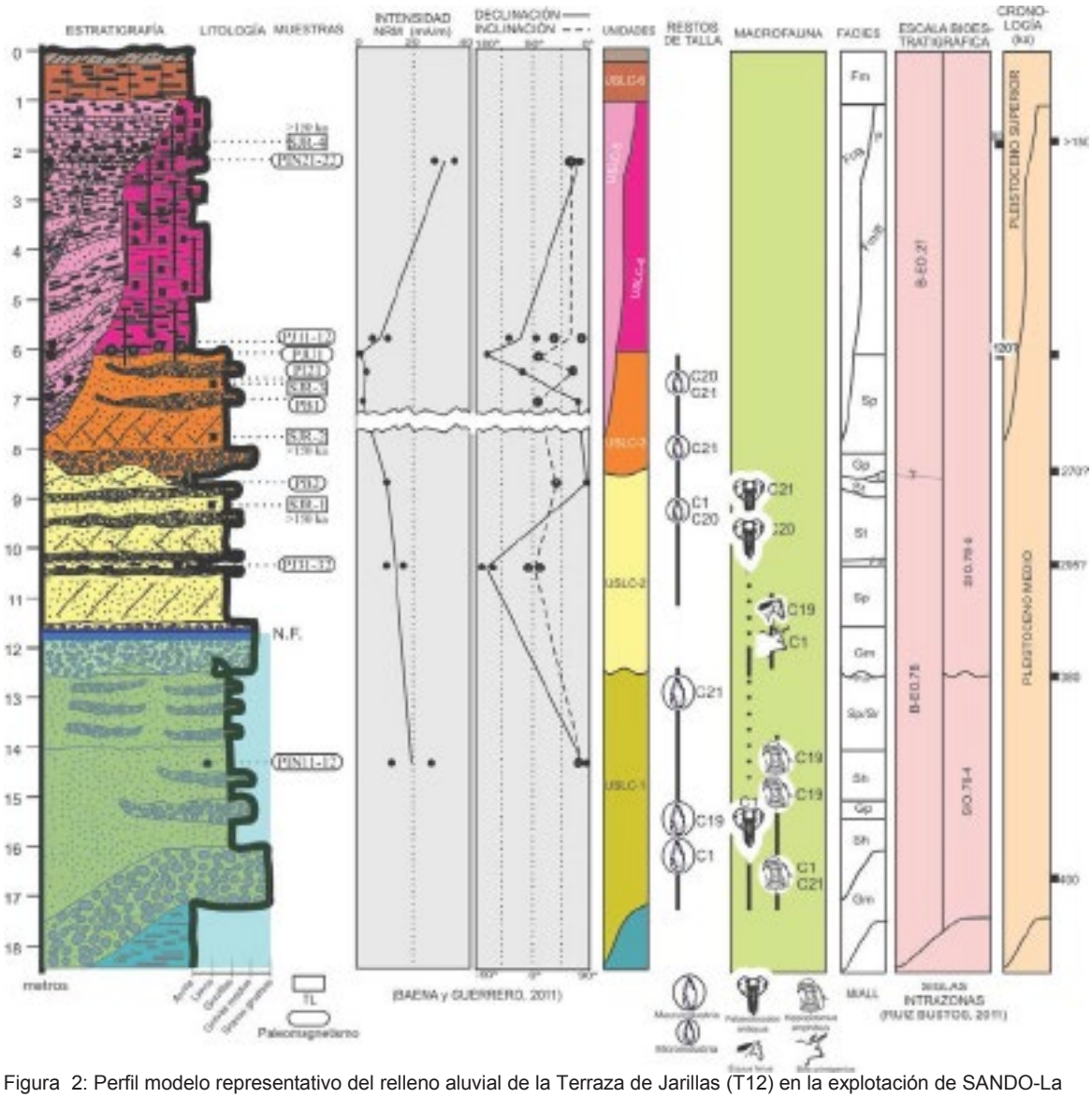


Figura 2: Perfil modelo representativo del relleno aluvial de la Terraza de Jarillas (T12) en la explotación de SANDO-La Cabaña. Incluye la posición de las muestras TL y paleo obtenidas, la industria lítica y la fauna.

alcanza los 7,77 cm, siendo en cuarcita 7,85 y en sílex 5,65 cm. Sus soportes son corticales (54, entre corticales y semicorticales), dominando los talones corticales (51). Se agrupan en 10 raederas (1 simple convexa, 1 simple recta, 1 triple, 1 desviada, 1 transversal, 3 de cara plana, 1 de retoque abrupto, y 1 bifacial doble), 25 cuchillos de dorso natural, 7 afines a cuchillos, 8 muescas y 7 diversos. Aparte hay que considerar 2 lascas internas de talón cortical de aspecto levallois procedentes, a nuestro entender, de 1 núcleo centrípeto. No obviamos la problemática de los cuchillos de dorso natural (Fernández, 2001), y por ello adelantamos que todos los componentes de este grupo estudiados son lascas semicorticales del tipo gajo de naranja, que morfológicamente responden a lo que se espera de un cuchillo de dorso natural.

Los 115 macroútiles fueron fabricados todos en cuarcitas excepto 1 triedro de sílex. Los 5 bifaces presentan silueta amigdaloide más o menos alargada, 2 cercanos a los protolimandes y 1 a los subtriangulares, pero con mucho espacio reservado, siendo 4 de ellos parciales y el quinto en el límite. Los 38 triedros, 1 de sílex, fueron elaborados mayoritariamente sobre canto (33). Buen número de ellos son cantos tallados cortos con extremo triédrico poco destacado. Los 18 hendedores son todos del tipo 0, constatándose 2 casos con retoque escalariforme cuidado, que vuelve a poner de manifiesto el posible doble uso de estos útiles como raederas. Los 29 cantos tallados son mayoritariamente de filo unifacial (22) y de filo distal. Entre los 25 varios hay 18 afines a triedro, 1 hendedor sobre canto y 4 lascas corticales cuya morfología responde exactamente a la de un hendedor tipo 0 aunque sus bordes son flancos corticales y no retoques.

Conjunto CAB-2: De las 90 piezas válidas, 43 se elaboraron en cuarcita (52,44%) y 39 en sílex (47,56%). Tipológicamente se cuentan 21 núcleos, 48 lascas no retocadas y 13 tipos normativos sobre lasca. En cuanto al desgaste predomina el R.1 (56-68,29 %), con longitudes que oscilan entre 2 y 9,5 cm, y una media de 4,71 cm (5,2 en cuarcita y 4,13 en sílex).

Entre los 21 núcleos (25,61%), 9 se realizaron en cuarcita y 12 en sílex. Son mayoritariamente irregulares, con 1 ejemplar de centrípeto sin preparación periférica, 4 de tendencia centrípeta y 1 poliédrico. La media de sus longitudes es 5,34 cm (6,22 en cuarcita y 4,68 en sílex).

Las lascas no retocadas suman 48 (58,54%), de las que 27 son en cuarcita y el resto en sílex. La media de sus longitudes es 4,29 (4,74 en cuarcita y 3,72 cm en sílex). Por carácter se dividen en 2 corticales, 33 semicorticales y 13 internas, siendo sus talones predominantemente corticales (36), con un índice de facetado nulo. Entre ellas se cuentan 21 anchas. Hay 13 tipos (15,85 %) con 2 raederas (1 en cuarcita y 1 en sílex), ambas simples convexas, siendo una de ellas levemente denticulada y retoque amplio y la segunda de retoque cuidado, parcialmente escalariforme; 4 perforadores, todos atípicos (1 en cuarcita y 3 en sílex); y 7 cuchillos de dorso (5 en cuarcita y 2 en sílex) con las reservas que conlleva este tipo. Los soportes utilizados siempre han sido corticales (2 corticales, 11 semicorticales), siendo sus talones mayoritariamente corticales (10-76,92%).

Conjunto CAB-3: Entre las 33 piezas válidas hay 9 núcleos, 21 lascas no retocadas y 3 útiles sobre lasca realizados mayoritariamente sobre cuarcita (19), que presentan un predominio de aristas con desgaste leve (R.1) con 30 piezas (90,91 %). La media de longitudes es 5,11 cm, siendo su intervalo 1-25,50 cm. Estos valores vienen muy influenciados por un núcleo de gran tamaño (25,50x20,70x13,50 cm) encontrado a techo del nivel USLC-3, sin el cual la media bajaría a 4,47 cm. Estas medidas se corresponden con la de las gravas del depósito, si bien observamos que en algunos perfiles se encuentran otras de mayores dimensiones. Entre los citados 9 núcleos (27,27%), 6 en cuarcita y 3 en sílex, se contabilizan 1 centrípeto, precisamente el de mayor tamaño; 2 de tendencia centrípeta,1 poliédrico y 1 con talla bifacial a partir de una arista central. Los restantes pueden clasificarse como irregulares de pocas extracciones. La media de sus longitudes es 7,89 cm y el intervalo 5,5-25,5 cm, estando aquí las medidas igualmente distorsionadas por el gran núcleo ya mencionado sin el cual la media bajaría a 5,69 cm.

Las lascas no retocadas son 21-65,63 % (12 de cuarcita y 9 de sílex). Entre ellas contamos con 3 corticales, 12 semicorticales y 6 internas, siendo sus talones corticales en 14 casos, lisos en 4, y diedro, puntiforme e indeterminado en 1. La longitud media es 4,02 cm y se cuentan 9 lascas que tienen mayor anchura que longitud.

Por último, se han documentado 3 útiles de la lista normativa (9,09%) clasificados como muesca, denticulado y cuchillo de dorso natural, los cuales se constituyeron sobre lasca cortical, semicortical e interna, con talones corticales (2 e indeterminado 1). Los 2 primeros, en sílex, miden 2,2 y 3,3 cm, y el último, de cuarcita, 7,5 cm. (media: 4,33 cm).

Conjunto CAB-4: Sólo contiene 2 piezas, 1 en cuarcita, correspondiente a 1 lasca semicortical de talón cortical con fractura Siret (6,50 cm de longitud) y 1 lasca interna de sílex con talón liso (3,45 cm).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las cuatro dataciones TL efectuadas sobre las unidades que conforman la mitad superior del aluvionamiento de la T12 (USLC-2, 3 y 4), indican que toda ella, a excepción de la secuencia de colmatación del paleocauce superior (USLC-5 y 6), corresponde a un pleno Pleistoceno Medio. Así parecen confirmarlo tanto los datos paleomagnéticos que correlacionan el muro de la terraza con momentos anteriores a 200 ka (Baena y Guerrero, 2011); como los restos de macrofauna encontrados ahora en la USLC-2 con "*Elephas antiquus*", *Equus ferus*" y *Bos primugenius*. Esta fauna similar a la de Solana de Zamborino (>300 ka, Cerdeño, 1989; Ruíz Bustos, 1999), cabría correlacionarla con la biozona SIO.78-5, comprendida entre los 270 y los 380 ka (Ruíz Bustos, 2011). Por otro lado, los restos de *Hippopotamus amphibius* extraidos de la USCL-1, de una talla superior a los equiparables en edad, aún podrían ser más antiguos y pertenecer a la sigla intrazona anterior, SIO.78-4 donde coexisten *Mammuthus trogontherii* y *E. antiquus*. De ser así, nos llevaría a situar la edad de la base del aluvionamiento hacia los 400 ka y, por tanto, la incisión e inicio de la terraza podría corresponder a

momentos templados y húmedos del MIS 12 o MIS 12/11.

En cuanto a la industria lítica, nuestra interpretación considera la existencia de dos grupos:

El primero (CAB-1), corresponde a la base del aluvionamiento, con fuerte presencia de núcleos poco desarrollados y macroutillaje, nula presencia de levallois y del grupo paleosuperior, mayoría de lascas corticales, índices de facetado nulo y escaso número de útiles sobre lasca. Por ello, debería adscribirse a un Achelense pleno, entendemos en su fase avanzada, dada su posición en la SGTG. Esta interpretación vendría apoyada por los datos cronológicos (TL) y la macrofauna. Sin embargo, tanto las dataciones como la adscripción tecnocultural se enfrentarían de lleno con otras hipótesis de trabajo publicadas (Caro, 2006 y Caro et al., 2011). Así, en esta terraza se han localizado otros perfiles fértiles como Alcolea, La Pastora, Antiguos Viveros, Pionner, que han proporcionado, también en sus niveles basales, industrias que se clasificaron como achelenses finales transicionales (Baena, 1993; Caro, 2006) siguiendo la terminología de Vallespí (1989).Tal clasificación se basaba por un lado en un aumento exagerado del empleo de sílex, índices de facetado y levallois bajos con pocos ejemplos de núcleos elaborados (centrípetos o levallois), numerosas raederas, grupo paleosuperior bajo, muescas abundantes e importancia de los hendedores, tipo 0 sobre todo, I y II, sobre bifaces (mayoritariamente ovalados) y triedros; y por otro, en las fechas propuestas para estos niveles que se hallaban muy cercanas al tránsito al Pleistoceno Superior (Baena y Caro 1994). Como vemos, las citadas características difícilmente pueden aplicarse al conjunto de CAB-1, que más bien tendría, tecnotipológicamente, paralelismos en otros de terrazas anteriores, incluso del complejo de terrazas altas (Baena 1993; Caro, 2006). No obstante, habría que tener en cuenta, siempre según esas hipótesis, que en la T12 existen perfiles con industrias dispares: unos con conjuntos de características muy similares a los de la T11 (La Pastora o Alcolea); y otros donde las características presentan ya rasgos evolutivos postachelenses, lo cual, parece ser consecuencia del gran desarrollo de esta T12. Ello podría justificar los cambios en las industrias y al mismo tiempo, acercar ambas interpretaciones si bien sigue resultando difícil de encajar, aún en esa T11, la gran proporción de núcleos de esquemas simples y escasa talla, o la ausencia de levallois, que deberíamos atribuir al azar y no al desconocimiento de la citada técnica por los fabricantes de nuestros conjuntos. De esta forma, la industria de CAB-1, que indudablemente debe ser clasificada como Achelense, por su posición cronoestratigráfica debería participar de esa adscripción cultural que ha venido en llamarse Achelense Superior, caracterizada por determinados elementos evolucionados que seguimos sin ver aquí, razón por la cual insistimos en no clasificarla como Achelense final transicional. Así pues propugnamos que las industrias de CAB-1 deban ser consideradas como del mismo grupo de las terrazas anteriores y no como transicionales puras, con paralelismos en las T11, T10 y T9. El envejecimiento de la T12, en línea con lo publicado (Baena et al., 2005; Baena y Guerrero, 2011), ofrece nuevas perspectivas a la evolución cultural del Guadalquivir, llevando la presencia humana a fechas impensables hace unos años.

El segundo grupo está formado por los conjuntos CAB-2 y CAB-3, correspondientes a los niveles USLC-2 y USLC-3. Estas series, cortas en número, ofrecen muchas similitudes y pocas diferencias, tan solo en la presencia de unos u otros útiles sobre lasca, que entendemos pueden corresponder a un mismo episodio cultural. Diferenciados fuertemente del conjunto que les precede (CAB-1), sin embargo, no ofrecen características seguras de su pertenencia a un determinado grupo tecnotipológico definido.

La ausencia de macroutillaje, y determinadas características tecnológicas, algunas de carácter local, como el notable aumento en el uso del sílex, el mayor aprovechamiento de los núcleos, mayores proporciones de lascas no retocadas o la reducción en las magnitudes, parecen apuntar a un post achelense y acercarse a otras industrias clasificadas como Paleolítico Medio en el propio Guadalquivir (Vallespí, 1989; Fernández, 2000; Caro et al., 2011). Por otro lado conocemos que otros perfiles de esta T12, correspondientes con los aquí estudiados (Caro 2006): Alcolea (ALC 3), equiparable con nuestro nivel 2, y Antiguos Viveros (AVV 2r y AVV 2b), que lo haría con nuestro nivel 3, poseen en su inventario 1 fragmento de bifaz y 2 hendedores respectivamente, lo que nos indica que la ausencia de esa macroindustria en CAB-2 y 3 podría ser circunstancial. Además, en este contexto hemos controlado un molar de équido y un resto de *Bos primigenius*. Si el primero tiene un recorrido temporal largo y de poco valor para nuestros conjuntos, el resto de bóvido permite llevar el contexto a un momento poco determinado del Pleistoceno Medio (límite inferior en 350-400 ka). Y por último, tenemos las 4 dataciones de TL tomadas en este nivel y superiores que indican cronologías más antiguas que 150 ka. Todo ello permitiría situar estos conjuntos en el Pleistoceno Medio y adscribirlo, por supuesto, a un momento cultural posterior al del CAB-1. Sin embargo, las industrias arriba mencionadas han sido situadas en algún punto intermedio entre el Achelense-Paleolítico Medio con unas características peculiares cercanas a lo que Vallespí definió como Paleolítico Medio de ámbitos fluviales. Nuestras industrias podrían mantener fuertes paralelismos con ellas, aunque también evidentes diferencias. Por lo tanto, aventurar con tan pocos datos una adscripción cultural definitiva se nos antoja harto difícil. Lo lógico sería situarlas al final de la secuencia Achelense, pero salvo la inexistencia de levallois, la industria no presenta elementos que así lo indiquen (macro utillaje). Adscribirlas al Paleolítico Medio, de acuerdo con sus características técnicas (aún sin levallois), también entra en lo razonable aunque nos quedaría la pregunta de dónde estaría el transicional que se viene detectando en otros yacimientos.

CONCLUSIONES

La litoestratigrafía de la terraza de Jarillas en la explotación de Sando-La Cabaña muestra una secuencia compleja con al menos cuatro ciclos solapados en sus aluvionamientos. Las dataciones TL efectuadas expresan una mayor antigüedad de la T12 del Guadalquivir respecto a lo hasta ahora publicado, llevando su inicio a los 400 ka en base

también a su macrofauna y a la industria asociada, claramente Achelense sin elementos evolucionados. Todo ello apoya nuestra hipótesis sobre una mayor antigüedad de la Secuencia General de las Terrazas del Guadalquivir (SGTG).

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por "Hacienda Retamar, S.A" y "Promociones y Construcciones Angulo Sánchez S.A", dentro del Proyecto art. 68/83 Universidad de Sevilla-Ayuntamiento de La Rinconada "*Patrimonio Cuaternario de las terrazas del Guadalquivir en el municipio de La Rinconada (Sevilla*)" (SI-048/08). Es una contribución al Grupo de Investigación del P.A.I. "*Geografía Física Aplicada y Patrimonio*" (HUM-697). Al Prof. Antonio Ruiz Bustos por su información y nuestro reconocimiento a la empresa SANDO S.A. y a los maquinistas D. Oscar Simón Mera y D. Santiago Moreno Moreno, por su inestimable colaboración.

Referencias bibliográficas

Aguirre, E.; Lhénaff, R.; Zazo, C. (1973). Nuevos fósiles de elefantes en Andalucía. *Estudios Geológicos*. 29, 295-306.

Baena, R. (1993). Evolución cuaternaria (3 M.a.) de la Depresión del Medio-Bajo Guadalquivir y sus márgenes (Córdoba y Sevilla). Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla, 589 pp.+ cart.

Baena, R. y Díaz del Olmo, F. (1994). Cuaternario aluvial de la Depresión del Guadalquivir: episodios geomorfológicos y cronología paleomagnética. *Geogaceta*, 15, 3-5, 109-111.

Baena, R. y Caro, J.A. (1994). Secuencia Aluvial y Post-aluvial de la Terraza de Muharra (Carmona, Sevilla). Aportación al Achelense en el Valle del Guadalquivir. *Spal* , 3:51-71.

Baena, R. y Díaz del Olmo, F. (1997). Interpretación de la secuencia general del Guadalquivir (Valle Medio y Bajo): terrazas fluviales y Paleolítico. Cuaternario Ibérico, AEQUA, 273-282.

Baena, R.; Fernández, J.J. y Guerrero, I. (2005). Secuencia paleomagnética y paleolítica del Cuaternario aluvial del Bajo Guadalquivir: actualización y nuevos resultados. Cuaternario mediterráneo y poblamiento de homínidos, Gibraltar, 35-37.

Baena, R. y Guerrero, I. (2011). Aproximación a la magnetoestratigrafía de la última terraza media del Guadalquivir (T12) en "Las Jarillas" (La Rinconada, Sevilla). En El Cuaternario en España y áreas afines, Avances en 2011. (V. Turú y A. Constante eds), Andorra la Vella, 191-195.

Calderón, s. (1897). Nota sobre la existencia de Elephas Antiquus en Andalucía. Acta de la Sociedad Española de Historia Natural. XVI.

Caro Gómez, J.A. (1999). Yacimientos e industrias Achelenses en las terrazas fluviales de la Depresión del Bajo Guadalquivir (Andalucía, España). Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla. 925 pp.

Caro Gómez, J. A.; Díaz del Olmo, F. y Baena Escudero, R. (2006). Interpretación Geoarqueológica de las Terrazas Aluviales del Pleistoceno Medio del Guadalquivir (Cerro Higoso, Sevilla). En *Geoarqueología y Patrimonio en la Península Ibérica y el Entorno Mediterráneo*. Ed. Ochoa. Logroño (la Rioja), 297-308

Caro Gómez, J.A., (2006). Yacimientos e industrias achelenses en las terrazas fluviales de la Depresión del Bajo Guadalquivir (Andalucía, España). Secuencia estratigráfica, caracterización tecnocultural y cronología. *CAREL*, 4:1423-1605.

Caro, J.A.; Díaz del Olmo, F.; Cámara, R.; Recio, J.M.; Borja, C. (2011). Geoarchaeological alluvial terrace system in Tarazona: Chronostratigraphical transition of Mode 2 to Mode 3 during the Middle-Upper Pleistocene in the Guadalquivir River valley (Seville, Spain)", *Quaternary International*, 243, 143-160.

Cerdeño, E. (1989). Rhinocerotidae (Mammalia, Perissodactyla) de la Cuenca de Guadix-Baza. En Geología y Paleontología de la Cuenca de Guadix-Baza. (M.T. Alberdi y F.P. Bonadona eds.). Museo Nacional de CC.NN. CSIC, Madrid. 273-288.

Clemente, L.; Menanteau, L.; Figueroa, E. (1977). Intento de cronología del segundo nivel de terraza del Guadalquivir en los alrededores de Sevilla, en relación con los restos fósiles de Elephas hallados en su borde. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario. 6, 49-55.

Díaz del Olmo, F.; Vallespí, E.; Alvarez, G. (1986). Formations superficielles détritiques et séquence paléolithique du Bas Guadalquivir. *Méditerranée*, 3,61-65.

Díaz del Olmo, F.; Vallespí, E.; Baena, R.; Recio, J.M. (1989). Terrazas pleistocenas del Guadalquivir occidental: geomorfología, suelos, paleosuelos y secuencia cultural. El Cuaternario en Andalucía Occidental. AEQUA Monografías 1, 33-42.

Díaz del Olmo, F.; Vallespí, E.; Baena (1993). Cuaternario y secuencia Paleolítica en las terrazas del bajo y medio Guadalquivir: aluvionamientos, coluviones, suelos y paleosuelos. Investigaciones arqueológicas en Andalucía 1985-1992, Huelva, 193-210.

Drain, M.; Lhénaff, R.; Vanney, J.R. (1971). Le bas Guadalquivir. Introduction géographique: le milieu physique. Publi. De la Casa de Velázquez, Ed. Boccard, Paris, 125 pp.

Fernández Caro, J.J. (2000). El Paleolítico Medio de medios fluviales: yacimientos en superficie de la cuenca del Corbones, afluente del Guadalquivir. Spal 9, 225-244.

Fernández Caro, J.J. (2001): Particularidades técnicas de bifaces y cuchillos de dorso natural a la luz de las investigaciones en el río Corbones (Sevilla). Spal 10, pp 149-156.

Fernández Caro, J.J. (2007). Las industrias líticas paleolíticas del Bajo Guadalquivir: Río Corbones. Carel, año V, 5, pp. 1985-2147.

Gavala y Laborde, J.; Rubio, E. y Milans del Boschs, J. (1929). *Hoja nº 984, Sevilla*. IGME.

Ruíz Bustos, A. (1999). Biostratigraphic and paleoecological synthesis of the Plio-Quaternay mammal data in the betic cordillera. In The Guadix-Baza Basin (Andalucía, Spain) and cronostratigraphy ot the terrestrial Plio-Pleistocene in Europe. Ed. Consejería de Cultura, Junta de Andalucía, Orce (España), 17-19.

Ruiz Bustos. A. (2011). Escala bioestratigráfica y Cambio climático en la Cordillera Bética. Bubok Publishing S.L, Madrid, Spain. 412 pp bilingüe.

Vallespí Pérez, E. (1989). Paleolítico Medio indeterminado de aspecto postachelense, en ámbitos fluviales del Sur y Centro de la Península Ibérica, Velia, 6, 7-20.

Vallespí Pérez, E. (2000). Comentario al Paleolítico Inferior Ibérico: continuidad, etapas y perduraciones del proceso tecnocultural. Spal 8, 39-46.

Vallespí Pérez, E. (2006). El Bajo Guadalquivir en los comienzos de su historia. Investigaciones del proyecto 1985-1993 y tesis doctorales de 1993, 98 y 99 (nota informativa). Carel, año IV, 4, 1410-1422

Vallespí Pérez, E.; Fernández, J.J.; Caro, J.A. (2002). La Secuencia Paleolítica de la Depresión Bética Inferior: valles del Guadalquivir y Guadalete. Actas del III Congreso de Historia de Andalucía de Córdoba, abril, 2001. Prehistoria, 443-446.

Vallespí Pérez, E.; Fernández, J.J.; Caro, J.A. (2007). Las claves secuenciales del Paleolítico Inferior de Andalucía. Caesaraugusta 78, 69-72.

STATISTICAL APPROACH TO THE CHRONOSEQUENCE OF FLUVIAL TERRACES IN THE TAGUS AND DUERO BASINS (CENTRAL SPAIN)

P.G. Silva (1), E. Roquero (2), M. López-Recio (3), P. Huerta (1), F. Tapias (4)

(1) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad de Salamanca. Ávila (Spain). pgsilva@usal.es
(2) Dpto. Edafología, E.T.S.I Agrónomos. Universidad Politécnica de Madrid, Madrid (Spain). elvira.roquero@upm.es
(3) Dpto. Prehistoria y Arqueología, Fac. Filosofía y Letras. Universidad Autónoma de Madrid. mario.lopezr@estudiante.uam.es
(4) Dpto. Arqueología, Paleontología y Recursos Culturales. AUDEMA, Madrid (Spain). ftapias@audema.com

Abstract (Análisis estadístico de las cronosecuencias fluviales de las cuencas atlánticas de los ríos Tajo y Duero, España central): *El presente trabajo aborda el análisis estadístico de las relaciones entre edades numéricas y altimetría relativa de diferentes niveles de terraza en las cuencas fluviales del Tajo y Duero. Se incluyen datos publicados procedentes de diferentes métodos de datación numérica y paleomagnetismo. Los resultados preliminares indican que para valles individuales los mejores ajustes siguen curvas de regresión potenciales. Sin embargo correlaciones lineales y polinómica de segundo y tercer orden también presentan buenos coeficientes de correlación. Considerando todo el conjunto de datos, el mejor ajuste responde a una curva polinómica de tercer orden de geometría sigmoidal cuya pendiente indica diferentes velocidades de encajamiento durante el Pleistoceno. Las edades de las zonas de inflexión de la mencionada polinómica coinciden a grandes rasgos con cambios climáticos importantes condicionados por variaciones en los parámetros orbitales.*

Palabras clave: Terrazas fluviales, Geocronología, Cuencas del Tajo y Duero, España central
Key words*: Fluvial terraces, Geochronology, Tagus and Duero basins, Central Spain*

INTRODUCTION

During the last 10 years the available data base on numerical ages for the Atlantic river basins of central Spain is significantly increasing. In detail, numerical dating for the Tagus basin is available for terraces down to +40 m in the Henares (Benito Calvo et al., 1998; Ortíz et al., 2005), Jarama (Panera et al., 2011; Pérez-González et al., 2013), Manzanares (López Recio et al., 2005; Pérez-González et al., 2008; Silva et al., 2013) and Tagus (López Recio et al., 2013). On the other hand, numerical dating for the Duero Basin is still scarce, but comprises the set of older fluvial levels between +30 m and + 75-80 m in the Arlanzón valley (Benito Calvo et al., 2008; Moreno et al., 2012) otherwise undated in the Tagus basin.

Additionally, the still scarce number on paleomagnetic data in the sequence of fluvial terraces (Pinilla et al., 1995; Benito Calvo et al., 2008; Pérez-González et al., 2013) allow to put preliminary constrains to the location of the Brunhes – Matuyama reversal, and more recently to place the higher terrace levels in relation to the standard Matuyama subchrons of Jaramillo and Olduvai within the valleys of the Jarama (Tagus) and Arlanzón (Duero) offering similar results (Pérez-González et al., 2013).

This work collects all the available published numerical data on the fluvial sequences in both drainage basins in order to offer a statistical approach on the probable ages of terraces. The Mathematical approach is based on multiple correlations between altimetry of the terraces and the reported numerical ages, coming from a wide variety of dating methods such as Luminescence (TL, OSL, ESR), Th/U and U/U series, Amino-Acid Racemization (AAR) and radiocarbon dating (^{14}C). Additionally, the numerous available set of paleontological data on Pleistocene macro and microfauna and paleolithic sites is integrated in the obtained chronosequences in order to give a preliminary approach on the relationships between river incision-aggradation cycles and the changing Pleistocene climates defined by the scale of Marine Isotopic stages (MISs).

GEOMORPHOLOGICAL FRAMEWORK AND CHRONOLOGY OF THE TERRACE SEQUENCES IN CENTRAL SPAIN.

Regional data (i.e. Pérez-González, 1994; Roquero et al., 1999; Silva, 2003, Pérez-González et al., 2004) indicate that within the Tagus river basin fluvial terraces develop from +180 m (Post-Raña terraces) to +3-5m (Present floodplains). The Raña surface represents large alluvial fan platforms at +200/220 m on the margin of the Cenozoic Tagus basin. This surface has been traditionally considered to have a generic “Plio-Pleistocene” age, post dating the end of the sedimentary cycles during the terminal filling of the ancient Neogene basin, and pre-dating its subsequent fluvial dissection (Martín Serrano, 1991). The precise age of the raña surface is still unknown, but available paleomagnetic data for their related alluvial deposits (Gallardo and Pérez-González, 2000) allow to preliminary place these deposits between 2.58 and 1.99 Ma previous to the normal Matuyama subchron of Olduvai, during the Gelasian Period. Since the recent inclusion of the Gelasian in the Early Pleistocene Serie (Gibbard and Head, 2009) the alluvial deposit of the raña and its early dissection history might occur during this new first Quaternary stage in response to the repeated climatic deteriorations occurred during the Gelasian, but no truly related with the capture of the ancient Neogene basin by the Atlantic river systems (Alonso Zarza et al., 2004).

No similar age data are available for the Duero drainage basin, but Pleistocene valleys are also incised in similar raña surfaces at basin margin

locations (Pérez-González et al., 1994). However in this drainage basin fluvial terraces develop from +144 m, and no terraces are developed between +180-140 m. A later onset of the fluvial dissection can be considered for the Duero Basin, maybe after the Olduvai subchron (< 1.99 M.a.), which agree with the available age numerical and paleomagnetic dating for the older fluvial terraces up to +100 m (Moreno et al., 2012).

The Tagus basin records the development of a maximum of 20-22 terrace levels in the Henares and Jarama and Tagus river valleys (Pérez-González, 1994), but the fluvial axis constituted by the Tagus (lower reach), Jarama (middle reach) and Henares (upper reach) can be considered as the original fluvial system driving the early dissection of the basin (Alonso-Zarza et al., 2004). The rest of the tributary valley systems within the basin only develop fluvial terraces down to +100 m. Traditionally fluvial levels up to +60 m are assigned to the Lower Pleistocene; between +60 and + 20 m to the Middle Pleistocene; and down to 20 m to the Late Pleistocene on the basis to palaeontological, Palaeolithic data an soil sequences within the Tagus basin (Pérez-González, 1994; Roquero et al., 1999, Pérez-González et al., 2004).

Paleomagnetic data in the Tagus and Jarama valleys (Pinilla et al., 1995; Pérez-Gonález et al., 2013) clearly indicate that the Matuyama-Brunhes reversal (Lower-Middle Pleistocene transit) is placed in the terrace at +60 m in both valleys. Lower Pleistocene terrace levels in the Tagus Basin don't throw relevant faunistic data and only in the environs of the locality of Toledo the terrace levels of +75-80 m and +60-64 m of the Tagus valley throw fauna of *Equus stenonis* and *Mammuthus meridionalis* respectively (Alférez, 1979) associated to the end of the Lower Pleistocene or the Lower-Middle Pleistocene transit, which agree with the above mentioned paleomagnetic data.

There are not numerical ages available for the Lower Pleistocene terrace levels in the Tagus Basin, but data for terrace levels of similar altimetry in the Duero Basin (Arlanzón river) indicate mean Electro-Spin Resonance ages (ESR) of c.a. 0.780 Ma for the +60-64 m (T6) terrace and of c.a. 1.140 Ma for the +70-75 m (T5) terrace (Moreno et al., 2012). In addition, paleomagnetic data from the Arlanzón river (Benito-Calvo et al., 2008) indicate that the +70-75 m terrace has an anomalous normal polarity, with has been interpreted as belonging to the normal Subchron Jaramillo (0.99-1.17 Ma) in both river basins (Pérez-González et al., 2013). Paleomagnetic data in the Tagus and Arlanzón valleys indicate that higher terrace levels between +85 m (T4) and +110-115 m (T2) should be deposited during the Matuyama reverse Chron between 1.17-1.77 Ma, and only the terraces up to +120 m (T1; not present in the studied area) might be developed from the Olduvai subchron, up than 1.95 Ma (Benito-Calvo et al., 2008; Pérez-González et al., 2013). Paleomagnetic data from these authors indicate that the +50-55 m (T7) terrace has a Brunhes Chron normal polarity (Middle Pleistocene) and a mean ESR age of c. 0.67 Ma in the Arlanzón river (Moreno et al., 2012).

Fluvial terraces between +40-45 m and +15-20 m also developed during the Middle Pleistocene after 0.67 Ma (e.g. Pérez-González et al., 2013). The +40-45 m terrace in the Toledo area records a Middle Pleistocene warm-cool transitional faunal assemblage characterized by *Mammuthus trogontherii, Hippopotamus amphibus, Megaloceros savini and Equus caballus var* (Alférez, 1979; Sesé et al., 2000). The terrace levels at +35-38 m, +25-30 m and +18-20 m consistently display a Middle Pleistocene warm faunal assemblage in all the valleys of the Tagus river basin. The most complete list within the Tagus valley come from the Acheulean Palaeolitihic site of Pinedo in the +25-30 m (T10) terrace: *Palaeoloxodon antiquus, Stephanorhinus hemiothecus, Hippopotamus amphibius antiquus, Megaloceros savini, Cervus elaphus, Equs sp., Bos sp.* (Sesé et al., 2000; 2004). Similar faunal and Acheulean assemblages are found in the deposits corresponding to these terrace levels in thickened terraces of the Tagus, Jarama and Manzanares valleys (Santonja et al., 1980; Rus et al., 1993; Silva, 2003; Panera et al., 2011; Silva et al., 2013; Pérez-González et al., 2013).

Available numerical dating for the terrace level at +30-35 m in the Jarama valley (Panera et al., 2011) indicate that was probably deposited around the Marine isotopic stage MIS 10, with an age bracketed between c.a. 379 - 332 ka BP based on Amino-Acid Rametization (AAR). AAR dates from these authors indicate that the following terrace at +25-30 m was deposited between c. 254-262 Ka BP, during the transit between the MIS 8 and MIS 7 (Blain et al., 2012). Data for this terrace level in the Tagus valley near Toledo (Pinedo site) indicate that the base of the terrace is older than 280 ka BP, probably between c. 305-275 ka BP (López Recio et al., 2013). However, AAR dates between c. 154 and 194 ka BP for the top of this terrace in the Jarama valley (Panera et al., 2011) suggest that sedimentation in the +25-30 m terrace could eventually continue during the MIS 6.

The available large amount of luminescence dating (TL and OSL dates) for the terrace at +18-20 m in the Jarama and Manzanares valleys indicate that its deposit mainly occurred during the onset of the Late Pleistocene with mean ages between c. 130-90 ka BP corresponding to the Last Interglacial period MIS 5 (Pérez-González et al., 2008; Panera et al., 2011; Silva et al., 2013). Luminescence dates for the +15 m terrace in the Manzanares valley indicate ages between c.a. 84-74 ka BP during the end of the last Interglacial (Silva et al., 2013). In any case data from these authors clearly indicate that all these Middle and late Pleistocene fluvial terraces are complexly assembled in the Manzanares, Jarama and some sectors of the Tagus valley, upstream of Aranjuez, giving place to thickened "compound terraces", more than 15 m thick. This complex fluvial assemblage reflects a mostly continuous sedimentation due to evaporite dissolution-subsidence in this sector of the basin (Silva et al., 2013). In fact these compound thickened terraces are additionally buried by subsequent alluvial and colluvial formations which age may reach the MIS 3 (> 50 ka BP) for upstream

locations (Silva et al., 2013) and even the MIS 1 for downstream locations (Panera et al., 2011).

Lower terrace levels at +10-12 m and +8-9 m in the Madrid area are related to cold stages during the end of the Late Pleistocene (Heinrich events) with mean OSL ages of c.a. 40 ka BP for the +10-12 m level and c.a. 26 ka BP for the +8-9 m one (Pérez-González et al., 2008; Silva et al., 2013). Only the thickened deposits of the present alluvial plains at +3-5 m throw ^{14}C ages between c.a. 17-19 ka BP corresponding to the Last Glacial maximum (MIS 2) in the Tagus, Jarama and Manzanares valleys (Tapias et al., 2012; Wolf et al., 2013).

Numerical age data from U/U and Th/U series on Travertine terraces in the upper catchment of the Henares valley throw similar ages for Middle and Late Pleistocene deposits (Ortíz et al., 2005). The +30-35 m terrace throw an age of c. 444 ka BP, and the +20-25 m one between 243-202 ka BP. Here the +15 m terrace was apparently developed during the last interglacial period between 135-103 ka BP (Benito-Calvo et al., 1998). Taking into account the travertine nature of the dated deposits in the Henares valley and its upstream location within the basin, the ages here are slightly older than those ones for downstream locations.

Numerical age data for the Middle and Late Pleistocene terraces in the Duero basin also come from the aforementioned ones in the Arlanzón valley (Moreno et al., 2012). ESR age data for terraces down to +50 m are similar to that recorded by U/U series in the Henares valley according to its relative upstream location within the basin. In this sector the fluvial level of +35 m developed between c. 400-370 ka BP, and the +12-13 m level in c. 140 ka BP (Moreno et al., 2012).

STATISTICAL APPROACH: AGE-ALTIMETRY RELATIONSHIPS.

Taking into account the numerical ages, age-errors and estimated altimetry for the different fluvial levels we have performed multiple regression correlations for individual valleys and/or data sets, including the paleomagnetic ones. In all the cases, due to the relative small number of data for each valley, individual correlations fit very well to lineal, potential and polynomial regressions, with good correlation coefficients (R^2 > 0.75), but never to exponential ones (Fig. 1). In all cases potential regression equations offer always the best-fit results for individual valleys indicating that river incision followed a preferred potential trend diminishing the fluvial incision rates from the Early to the Late Pleistocene. However, lineal and potential regression lines result in unreliable pre-Gelasian ages for terrace levels up to +120 m.

The complete set of data mix age information for the Lower and Middle Pleistocene from the Duero basin with those one for the Middle and Late Pleistocene from the Tagus basin coming from a wide variety of dating methods. In spite of the different methods used to estimate numerical ages and the different valley segments included in the analysis, first approaches offer very good results with lineal and potential regressions equations with correlation coefficients up to 0.90. However, second order polynomial functions offer the best-fit regression line (R^2 0.93) for the complete dataset of ages (Fig. 1). The same procedure has been implemented to the bracketed ages and minimum estimated ages for the older terraces derived from paleomagnetic data (Pérez-González et al., 2013), resulting again in a second order polynomial function (R^2 0.98) that extend to 2.43 Ma where the slope of the regression line is null (Fig. 1) suggesting no fluvial incision previous to that date.

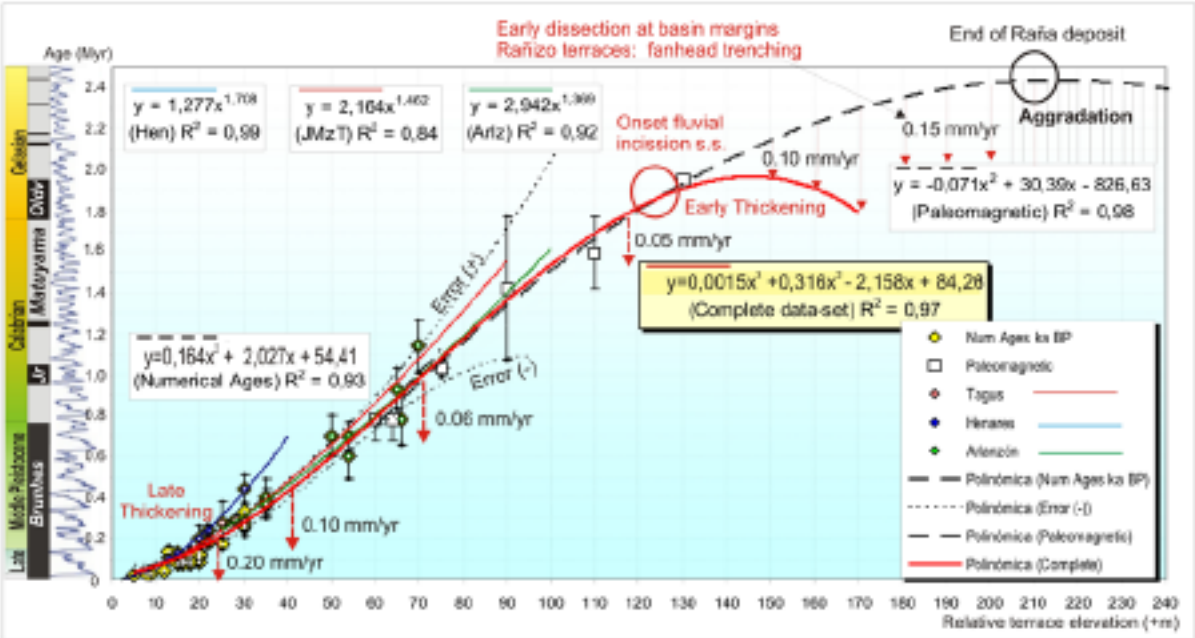


Fig. 1: Regression equations and resultant correlation lines for age-altimetry relationships in the Tagus and Duero basins. (Hen) Henares river regression; (JMzT) Jarama, Manzanares and Tajo rivers regression; (Arlz) Arlanzón river regression.

Second order Polynomial functions from numerical ages and paleomagnetic data are decoupled, but roughly tangential between 1.1 and 0.75 Ma corresponding to terrace levels between +75-60 m. The combination of both regression lines suggests a sigmoidal geometry for the process of valley incision (incision rates) during the entire Pleistocene (Fig. 1). Combining both set of data (numerical and paleomagnetic ages -54 data-), the best-fit regression equation corresponds to a third order polynomial function (R^2 0.97) of true sigmoidal geometry. The obtained function is roughly similar to the numerical age's one down to 0.80 Ma, but intersect to the paleomagnetic regression line at 1.84 Ma, predicting no fluvial incision before 1.96 Ma.

The resultant sigmoidal regression line indicate higher incision rates (c. 0.15 m/ka) for Lower Pleistocene terraces up to +130 m (Gelasian) and buffered rates from 0.09 to 0.05 m/ka for Lower to Late Middle Pleistocene levels with minimum values of 0.05 m/ka for terraces between +70 and +50 m, corresponding to a predicted age of 1.0 to 0.65 Ma. Fluvial incision rates increase again (> 0.1 m/ka) for the younger Middle to Late Pleistocene terrace levels down to +40 m and especially down to +20 m (> 0.18 m/ka) as predicted by the obtained regression line.

DISCUSSION

The scenario predicted by the best-fit polynomial regression match with field observations in the central sectors of the analyzed drainage basins. In these zones fluvial levels up to +120 - 140 m are rare and the connection slopes with the typical watershed zones (Paramo surfaces and arkosic platforms) are characterized by the development of staircased lateral alluvial pediments. These constitute gently slope glacis-like surfaces, but no true fluvial deposits, delineating wide valleys more than 20 km wide. As aforementioned higher fluvial levels between +140 and +180 m are only preserved at basin margin locations entrenched in the raña surfaces.

In fact, some authors consider these higher terrace levels in the Tagus basin ("rañizo terraces") as large fanhead trench-like terraces related to the intrinsic eventual alluvial fan behaviour of the raña rather than true fluvial terraces (Alonso Zarza et al., 2004), with modern Holocene analogues in semi-endhorreic basins of SE Spain (Silva et al., 2008). In any case, distal deposits of these primeval fluvial terraces dissecting the raña are assembled in the thickened deposits of the +120 m recorded in the Jarama and Tagus valleys upstream its junction in Aranjuez (Alonso Zarza et al., 2004). The Intersection of the second order polynomial line (paleomagnetic data) with the third order polynomial line (complete dataset) up to +120-130 m terraces seems to illustrate this scenario (Fig. 1). Therefore true fluvial dissection controlled typical fluvial dissection-aggradation cycles triggered by base-level changes only occurred from c. 1.90 Ma within the Olduvai normal subchron (+130 m) and earlier dissection up to +140 m only will be explained by the gently slope polynomial regression line of paleomagnetic data during the Gelasian Period until c. 2.43 Ma, predicting no previous incision in the analyzed basins.

The predicted ages for decoupling of individual second order polynomial for high and lower terraces (1.10-0.65 Ma) and their intersection with the third order polynomial (1.90 Ma) roughly coincides with relevant changes in the earth's orbital cyclicity. Interestingly, decoupling of polynomial lines coincides with the transit between the "41 ka cycle" and the "100 ka cycle" worlds during the so called Middle Pleistocene transition (MPT) occurred between 1.025 and 0.7 Ma BP (Clark et al., 2006) The MPT bracket the emergence of the low-frequency and high amplitude glacial variability of the "100 ka world" (Clark et al., 2006), substituting the previous high frequency and lower amplitude "41 ka world" prevailing since the onset of the Gelasian. This transit coincides in this study with the period of lower incision values (c. 0.05 m/ka) for terrace levels between +70 and +50 m (1.10 to 0.65 Ma BP) around the cold periods MIS 22 and MIS 24. In fact, fluvial levels up to +50-60 m are typically hanged on relevant escarpments presently bounding the valleys in the central sector of these basins, especially in the Tagus one (Silva, 2003).

From this time accelerated incision occurs with values up to 0.1 m/ka. This coincides in the Tagus Basin with gypsum-induced subsidence leading the occurrence of overlapped fluvial terraces from the final stages of the Middle Pleistocene (c. 400 ka) which continued during the last Interglacial Period (MIS5) until the eventual construction of the thickened compound terraces at +18-20 m. The upstream propagation of intrabasinal base-level decay gave rise to time-transgressive terrace deposits between the end of the MIS 6 and the onset of the MIS 4 assembled in complex compound terraces (Silva et al., 2013). Subsequent dissection of the younger Late Pleistocene terraces (+12 to +8-9 m) seems to be climatically driven and linked to the colder Heinrich events (Pérez-González et al., 2008; Silva et al., 2013) reaching the larger incision rates of c. 0.2 m/ka, never reached before in the analysed river basins.

CONCLUSIONS

In summary, the established polynomial functions for mean ages of fluvial terraces and related upper-lower time bounds (age errors) offer a preliminary geochronological approach to the history of fluvial valley entrenchment for the Atlantic drainage systems in western Spain. The multiple performed correlations indicate that the final geometry of the obtained regression lines is strongly affected by the time-extension of the analyzed dataset for individual valleys. Second order polynomial regressions give very good results indicating periods of accelerated and decelerated incision which broadly match with relevant orbital-forced climatic changes occurred during the Pleistocene and especially for the MPT, coupling the substitution of the older 41 ka world by the younger 100 ka world between 1.1 and 0.7 Ma. Previous fluvial incision can be subdivided in two broad periods between 2.4-1.9 Ma (Gelasian) and 1.9-1.1 Ma (Calabrian). The first period refers to the entrenchment of rañizo levels working as fan-head trench terraces (> +130 m) and the second one to the onset of the true fluvial dissection (+120-70 m) within the analyzed basins triggered by the effective capture

of the ancient Neogene basins by the primitive Portuguese reaches of the Tagus and Duero rivers. Coupling between upper basin rañizo terraces and the central basin true fluvial terraces lead the development of relatively incised (130 m), but wide valleys (10-15 km) within the basins.

Fluvial levels between +70 and +50 m developed during the MPT (1.1-0.7 Ma) under very limited incision rates (0.05 m/ka). Subsequent incision follows the high amplitude climatic variability linked to the "100 ka world", triggering increasing incision rates from 0.08 to about 0.2 m/ka leading the creation of the present relatively narrow and entrenched valleys (< 4-5 km wide). This is a case of progressive "valley underfiting and gorging", especially for fluvial levels down to +40 m.

Agradecimientos: This work has been partially funded by the MINECO research project CGL2012-37281-C02.01 (UASL). It is a contribution of the AEQUA-GQM Working Group.

Referencias bibliográficas

Alférez, F. (1979). Una aproximación del límite Neógeno-Cuaternario en los depósitos de terrazas del río Tajo. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario, 9, 9 -16.

Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., Silva P.G., Torres, T. (2004). La Cuenca del Tajo. En: Geología de España (J.A. Vera Ed.). SGE-IGME, Madrid. 556-561.

Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Santonja, M. (1998). Terrazas rocosas aluviales y travertínicas del valle altto del río Henares (Guadalajara, España). Geogaceta, 24, 55-58.

Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Parés, J. (2008). Quantitative reconstruction of Late Cenozoic landscapes: a case study in the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). Earth Surface Processes and Landforms, 33, 196-208.

Blain, H. A. Panera, J., Uribelarrea, D., et al. (2012).Characterization of a rapid climate shift at the MIS 8/7 transition in central Spain (Valdocarros II, Madrid) by means of the herpetological assemblages. Quaternary Science Reviews, 47, 73-81.

Clark, S.J., Miller, G.H., Fogel, M.L. et al. (2006). The mid-Pleistocene transition: characteristic mechanisms and implications for long-term changes in atmospheric pCO_2. Quaternary Science Reviews, 25, 3150-3184.

Gallardo, J., Pérez-González, A. (2000). Magneto-estratigrafia del relleno neógeno en las cuencas del Campo de Calatrava. Geotemas, 1, 101-104.

Gibbard, Ph., Head, J.M. (2009) The definition of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch. Quaternaire, 20(2), 125-133.

Imbrie, J., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., et al. (1992). On the structure and origin of mayor glaciation cycles, 1: Linear responses to Milankovitch forcing", *Paleoceanography*, 7 (6), 701-738.

López Recio, M., Manzano, I., Romero, et al. (2005.) Caracterización geoarqueológica de los depósitos cuaternarios del arroyo de la Gavia (Madrid). En: Geoarqueología y Patrimonio en la Península Ibérica y el entorno Mediterráneo (Santonja, M., et al., Eds.), ADEMA, Madrid. 261-272.

López Recio, M., Silva, P.G. Proença Cunha, P. et al., (2013). Cronoestratigrafía de la terraza +25-30 m del Tajo. Dataciones OSL del yacimiento achelense de Pinedo (Toledo). VIII Reunión Cuaternario Ibérico, Sevilla. (Este volumen)

Martín Serrano, A. (1991). La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hepérico en el marco de su geodinámica Alpina. Rev. Soc. Geol. España, 4, 337-351.

Ortiz J.E., Torres, T., Delgado A., Reyes, E., Diaz-Bautista A. (2005). A review of the Tagus river tufa deposits (central Spain): age and palaeoenvironmental record. Quaternary Science Reviews, 28, 947–963

Moreno, D., Falguères, C., Pérez-González, A., et al. (2012). ESR chronology of alluvial deposits in the Arlanzón valley (Atapuerca, Spain): contemporaneity with Atapuerca Gran Dolina site, Quaternary Geochronology.

Panera, J., Torres, T., Pérez-González, A., et al. (2011). Geocronología de la Terraza Compleja de Arganda en el valle del río Jarama (Madrid, España). Estudios Geológicos, 67, 495-504.

Pérez-González, A. (1994). Depresión del Tajo. En: Geomorfología de España (M. Gutiérrez Elorza Ed.) Editorial Rueda, Madrid, 289-388.

Pérez-González, A., Martín Serrano, A., Pol, C. (1994). Depresión del Duero. En: Geomorfología de España (M. Gutiérrez Elorza Ed.) Editorial Rueda, Madrid, 389-436.

Pérez-González, A., Silva, P.G., Roquero, E., Gallardo, J. (2004). Geomorfología fluvial y edafológica del sector meridional de la Cuenca de Madrid". En: Itinerarios Geomorfológicos de Castilla-La Mancha. (G. Benito, A. Díez, Eds): CSIC-SEG, Toledo. 13-48.

Pérez-González, A., Rubio Jara, S., Panera, J., Uribelarrea, D. (2008). Geocronología de la sucesión arqueo-estratigráfica de Los Estragales en la Terraza Compleja de Butarque (Valle del río Manzanares, Madrid). Geogaceta, 45, 39-42.

Perez-González, A., Gallardo, J., Uribelarrea, et al. (2013). La inversión Matuyama-Brunhes en la secuencia de terrazas del río Jarama entre Velilla de San Antonio y Altos de la Mejorada, al SE de Madrid (España). Estudios Geológicos [en línea, 2012].

Pinilla, L., Pérez González, A., Sopeña, A., Parés, A. (1995). Fenómenos de hundimientos sinsedimentarios en los depósitos cuaternarios del río Tajo en la Cuenca de Madrid (Almoguera-Fuentidueña de Tajo). Monografías CCM, 3. CSIC, Madrid, pp. 125-140.

Roquero, E., Goy, J.L., Zazo, C. (1999). Fenómenos de convergencia genética en suelos de terrazas fluviales: Valle del Río Tajo, Madrid-Toledo (España). Rev. Soc. Geol. España 12, 329-338.

Rus, I., Roquero, E., Mazo, A., Enamorado, J. (1993). Terrazas del Pleistoceno Medio en la Cuenca del Tajo y fauna e industria asociada. 3 Reuniao do Cuaternario Iberico, 86, AEQUA, Coimbra.

Santonja, M., López Martínez, N., Pérez González, A. (1980). Ocupaciones Achelenses en el Valle del Jarama (Arganda, Madrid). Dip. Prov. Madrid. 352 pp.

Sesé, C., Soto, E., Pérez-González, A. (2000). Mamíferos de las terrazas del valle del Tajo: primeros datos de micromamíferos del Pleistoceno de Toledo (España central). Geogaceta, 28, 137-140.

Silva, P.G. (2003). El Cuaternario del Valle Inferior del Manzanares. Estudios Geológicos 59, 107-131.

Silva, P.G., Bardají, T., Calmel-Avila, M., et al. (2008). Transition from alluvial to fluvial systems in the Guadalentín Depression (SE Spain) during the Holocene: Lorca Fan versus Guadalentín River. Geomorphology, 100, 140-153.

Silva, P.G., López-Recio, M., Tapias, F., et al. (2013). Stratigraphy of the Arriaga Palaeolithic sites. Implications for the geomorphological evolution of thickened fluvial sequences within the Manzanares River valley (Madrid Basin, Spain). Geomorphology, 196, 138-161.

Tapias, F., López Recio, M., Manzano, I., et al. (2012). Geoarqueología y paleontología de los depósitos del Pleistoceno Superior del antiguo Arroyo Abroñigal (Madrid): el yacimiento del Puente de los Tres Ojos. Cuaternario y Geomorfología, 26 (1-2), 105-132

Wolf, D., Seim, A., Diaz del Olmo, F., Faust, D. (2013). Late Quaternary fluvial dynamics of the Jarama River in central Spain. Quaternary International, 302, 20-41.

RELACIÓN ENTRE LOS YACIMIENTOS ARQUEOLÓGICOS Y LA MORFOLOGÍA FLUVIAL DURANTE EL PALEOLÍTICO ANTIGUO EN EL INTERFLUVIO RIAZA-DURATÓN (SEGOVIA, ESPAÑA)

D. Álvarez-Alonso (1), M. de Andrés-Herrero (1), A. Díez-Herrero (2) y L. M. Tanarro García (3)

(1) Dep. Prehistoria y Arqueología. UNED/Centro Asociado de Asturias. Avda. Jardín Botánico 1345 (Calle interior) 33203-Gijón. dalvarez@gijon.uned.es mariadandres@gmail.com
(2) Dpto. de Investigación y Prospectiva Geocientífica. Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid. andres.diez@igme.es
(3) Dpto. de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física. Universidad Complutense de Madrid. C/ Profesor Aranguren s/n. 28040-Madrid. pace@ghis.ucm.es

Abstract ***(Archaeological sites and fluvial morphology relationship during Ancient Paleolithic in Riaza-Duratón watershed (Segovia, Spain)):*** Archaeological sites studied in this paper are located in the so-called "Sepúlveda-Ayllón Basin", drained by Duratón and Riaza rivers. This is a narrow marginal sub-basin which is placed in the SW margin of Duero Basin that with a SW-NE orientation is framed, in the South, by high reliefs of Eastern Guadarrama and Somosierra-Ayllón mountain range; and in the North by Sepúlveda and Pradales massif. This corridor was used by human groups during Ancient and Middle Paleolithic as a communication path between the two Iberian Plateaus, mainly due to the wide variety of natural resources in this area caused by the diversity of alluvial geomorphological elements.

Palabras clave: Bifaz, Paleolítico inferior, Paleolítico medio, depósito fluvial.
Key words*:* Handaxe, Ancient Palaeolithic, Middle Palaeolithic, fluvial deposit.

INTRODUCCIÓN

En el marco del proyecto de investigación denominado "*Estudio geoarqueológico de las cuencas medias de los ríos Riaza y Duratón. El Paleolítico inferior y medio en Segovia",* hemos venido desarrollando, desde el año 2009, una serie de prospecciones arqueológicas encaminadas al estudio de las primeras ocupaciones humanas en este ámbito de la cuenca del Duero (Álvarez-Alonso y Andrés, 2011). Este proyecto se engloba en un estudio del primer poblamiento humano al sur del Duero, en el que se incluyen otras actuaciones como la excavación en el Abrigo del Molino (Álvarez-Alonso *et al*., en este volumen).

El interfluvio Riaza-Duratón está ubicado en la zona oriental de la provincia de Segovia, centrándose nuestros estudios en el noreste de la misma, en la cuenca media de estos dos valles y en la red de pequeños ríos y arroyos que nacen al norte (tributarios del Riaza) y al sur (tributarios del Duratón) de la Serrezuela o sierra de Pradales. En este interfluvio es fundamental la mencionada alineación montañosa de la Serrezuela, que se erige sobre las llanuras de la Meseta y tiene un papel primordial a la hora de distribuir las aguas de los arroyos de la zona. En esta cuenca, la red fluvial ha modelado un conjunto de glacis y terrazas fluviales de distinta entidad y envergadura, constituidos por abundantes depósitos de cuarzo y cuarcita muy desgastados. La presencia de estas formaciones, unido a la abundancia de abrigos y paredes rocosas que jalonan algunos valles, propiciaron que este área jugase un papel importante de cara al establecimiento en la zona por parte de los grupos paleolíticos; no sólo como un área de tránsito entre las cuencas fluviales del Duero y del Tajo (a través de Somosierra, el valle del Jarama y el propio interfluvio), sino también como una zona de refugio entre el valle del Duero y el Sistema Central.

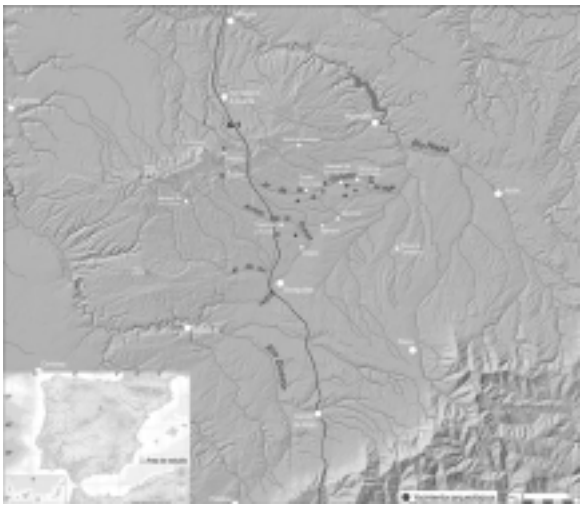


Fig. 1. Mapa de localización de los principales yacimientos paleolíticos del interfluvio Riaza-Duratón.

En este trabajo presentamos, tanto una caracterización de los yacimientos que conservan vestigios de la primera actividad humana paleolítica, como de los depósitos fluviales y los procesos geomorfológicos que han tenido lugar en esta zona durante el Cuaternario; todo ello como un primer intento de aproximación cronoestratigráfica al poblamiento humano del Paleolítico antiguo en este sector, y hacia una mayor y mejor definición del contexto geoarqueológico tan variado y complejo presente en esta zona.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Los yacimientos arqueológicos objeto de este estudio se localizan en la denominada "cuenca de Sepúlveda-Ayllón", drenada por los ríos Duratón y Riaza. Se trata de una estrecha subfosa marginal situada en el borde suroriental de la cuenca del Duero, que con una dirección SW-NE está enmarcada, al Sur, por los relieves elevados del Guadarrama oriental y Somosierra-Ayllón, así como por los Macizos de Sepúlveda y la Serrezuela o Sierra de Pradales, al Norte.

La cuenca de Sepúlveda-Ayllón funcionó durante el Neógeno como una cuenca interior cerrada, cuyo relleno y colmatación se realizó fundamentalmente durante la estructuración tectónica del borde N del Sistema Central, por medio de la acumulación de secuencias de abanicos aluviales coalescentes, constituidos por materiales arcillo-arenosos y niveles intercalados de conglomerados, cuyo origen proviene de la erosión de los relieves de la Sierra de Guadarrama y Somosierra, y, en menor medida, de los relieves más bajos del macizo de Sepúlveda y de La Serrezuela. En algunos sectores se produce, además, la interdigitación entre los materiales más distales, cuya procedencia es de Somosierra y Sierra de Ayllón, con los que proceden de la erosión de la Serrezuela; además en esta área de confluencia se desarrollaron lagos efímeros y de escasa profundidad, que originaron facies lacustres (Fernández Macarro et al*.,* 1988; Armenteros et al*.,* 1995, López Olmedo et al*.,* 2005; Luengo Olmos et al*.,* 2006). La colmatación de la cuenca culmina con la deposición del abanico aluvial constituido por las formaciones de "raña", momento a partir del cual se inicia el encajamiento de la red fluvial actual (Martín-Serrano, 1991). En definitiva, la distribución de las facies que forman el relleno sedimentario neógeno de la cuenca marginal de Sepúlveda-Ayllón refleja claramente las particularidades geológicas de las distintas áreas fuente.

La instalación de la red fluvial cuaternaria inicia en la cuenca de Sepúlveda-Ayllón una dinámica de incisión y vaciado dirigida por el encajamiento de los principales ríos que tienen su nacimiento en las estribaciones del Guadarrama Oriental-Somosierra. Los ríos Duratón y Riaza, en torno a los cuales se organiza jerárquicamente la profusa red de arroyos que nacen en la cresta de La Serrezuela, han desmantelando ampliamente los glacis detríticos resultantes de la coalescencia de los abanicos miocenos y disectado los pliocenos de la raña, en los cuales ha abierto amplios valles. Así pues, la morfogénesis fluvial, junto con una activa dinámica de vertientes han configurado un típico relieve de llanura suavemente ondulada o "campiña"; pero además los ríos y arroyos han construido un importante conjunto de formas relacionadas con la sedimentación de materiales cuaternarios, fundamentalmente niveles aluviales escalonados o terrazas separadas por cortos glacis de enlace o glacis-terrazas que ocupan en la actualidad un espacio mayoritario en este sector de la cuenca neógena.

LAS PRIMERAS OCUPACIONES HUMANAS EN EL INTERFLUVIO

Utilizando las industrias líticas como elemento de análisis, la mayor parte de los vestigios de ocupación humana paleolítica en el interfluvio Riaza-Duratón, no parecen ser mucho más antiguos que las últimas fases del Pleistoceno medio, encuadrándose de manera genérica en el Achelense y presentando en varios casos rasgos tecnotipológicos próximos o propios del Paleolítico medio. Es por ello que podemos contextualizar, provisionalmente, este poblamiento en una fase avanzada del Pleistoceno medio e incluso, en algún caso, transicional hacia el superior, con presencia de industrias caracterizadas por la presencia de abundante macro-utillaje bifacial, combinados con métodos de talla frecuentemente discoides y en ocasiones también de tipo levallois.

En todos los casos, los yacimientos paleolíticos localizados en este espacio geográfico están asociados a depósitos de ámbito fluvial-aluvial s.l. (terrazas, glacis-terraza y abanicos de piedemonte). Nuestro estudio parte, por un lado, de una caracterización de los conjuntos líticos y, por otro, del estudio de los depósitos cuaternarios de la red fluvial de los ríos Riaza y Duratón. Todos estos yacimientos se encuentran relacionados con materiales asociados a la dinámica fluvial (terrazas y glacis-terrazas), así como sobre los materiales removilizados de la raña ("rañizo")

Desde un punto de vista metodológico, se han levantado varios perfiles topográficos en la zona con el propósito de establecer la relación de los yacimientos con la morfología fluvial, y caracterizar su emplazamiento y sus rasgos morfométricos. En concreto, los yacimientos arqueológicos, todos ellos superficiales, pueden agruparse en cuatro sectores:

a) Yacimientos arqueológicos asociados al arroyo de la Rotura, entre los núcleos de población de Fresno de la Fuente y Grajera. Este arroyo tiene su nacimiento en el dorso de la Serrezuela, y al adentrase en la cuenca ha construido varios niveles de terrazas. Asociados a este arroyo, han sido identificados dos niveles de terraza (o glacis-terraza) situados a + 5-10 m y + 25-30 m constituidos por una profusión de cantos de cuarzo y cuarcita con un alto índice de desgaste, en los que se han localizado dos importantes concentraciones de industria lítica en superficie.

El yacimiento de La Mata se encuentra en la terraza +5-10 m. En este yacimiento el material está muy disperso y la industria lítica documentada en superficie presentaba un alto grado de rodamiento.

El yacimiento de Las Cuestas se sitúa en un glacis-terraza a +25-30 m. Este yacimiento, conocido desde 1957, ha sido prospectado en varias ocasiones (Blanc, 1957, Santonja y Querol, 1974, Rodríguez de Tembleque et al., 1998, Álvarez-Alonso y Andrés-Herrero, 2011) habiéndose recogido una cantidad abundante de material entre el que se encuentran cantos trabajados, bifaces, hendedores y triedros, así como también algunos núcleos, preferentemente de tipo discoide, y utillaje retocado sobre lasca. El

material, alterado por su exposición en superficie, no presenta evidencias de rodamiento.

b) Yacimientos arqueológicos asociados al arroyo de la Dehesa de la Vega, entre las localidades de Campo de San Pedro, Cilleruelo de San Mamés y Cedillo de la Torre. En el valle de este arroyo, que al igual que el anterior, nace también en la cresta o frente de la Serrezuela, se han reconocido en siete emplazamientos restos de industria lítica, relacionados, desde un punto de vista geomorfológico, con niveles de rañizo, situados a aproximadamente +40-45 m (yacimiento de Las Suertes) y con terrazas o glacis terrazas que enlazan indistintamente los niveles de rañizo con las terrazas y los distintos niveles de éstas (+10 m; + 20-25 m.)

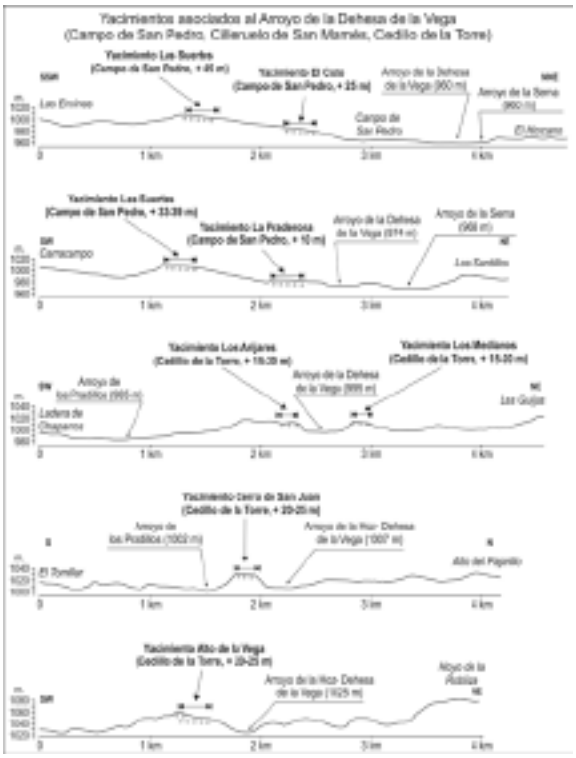


Fig. 2. Perfiles topográficos donde se ubican los yacimientos del arroyo de la Dehesa de la Vega

Corresponden a este grupo de yacimientos los situados en el entorno de Campo de San Pedro. En las terrazas fluviales del arroyo de la Dehesa de la Vega sobre las que se asientan los yacimientos de El Coto (T+20-25 m) y La Praderona (T+10 m) se han documentado escasos materiales paleolíticos, todos ellos con un alto grado de rodamiento. Las características observadas en la industria recogida (núcleos, en su mayoría y algún elemento de macroutillaje) hacen encuadrar estos yacimientos en un Paleolítico inferior sin mayor definición.

El yacimiento de Las Suertes (T+40-45 m), a diferencia de El Coto y La Praderona, presenta una industria lítica con pocas o ninguna evidencia de rodamiento, aunque sí alteraciones por exposición subaérea, fundamentalmente eólica. En este conjunto dominan los núcleos y las lascas, y destaca la presencia, entre los materiales estudiados, de un núcleo levallois. Además, se documentan algunos elementos de macroutillaje (protobifaces), que no parecen ser dominantes.

Fig. 3. Canto trabajado documentado en Las Suertes.

Por último en el entorno de Cedillo de la Torre nos encontramos con varios puntos o hallazgos (Los Arijares, Cerro de San Juan, Los Medianos y Alto de la Vega), que en realidad forman un mismo yacimiento debido tanto desde un punto de vista geomorfológico como en relación a sus características tecnológicas (Álvarez-Alonso y Andrés-Herrero, 2011). Todos los materiales localizados en estos puntos, cercanos entre sí, presentan un alto grado de similitud, pudiéndose encuadrar estas industrias en un Achelense avanzado o tal vez incluso en un Paleolítico medio antiguo. Entre todos los enclaves prospectados habría que destacar el yacimiento de Los Medianos. La industria lítica se localizó en un área que queda enmarcada por el arroyo de la Dehesa y los afluentes del arroyo de Carabielas. Se recogieron un total de 484 piezas, fundamentalmente de cuarcita, salvo un 5,3 %, realizadas en sílex. Entre los materiales destacan 46 cantos trabajados, 12 bifaces y 9 triedros, que sumados a las características tecnológicas del conjunto parecen confirmar su atribución a un momento avanzado del Achelense. Hay que destacar que, de todos los conjuntos líticos estudiados en el área del interfluvio, éste es el que presenta un mayor grado de alteración, que si bien no nos indica rodamiento y acción fluvial, sí nos señala una exposición prolongada de los materiales, con indicios de meteorización y acción eólica.

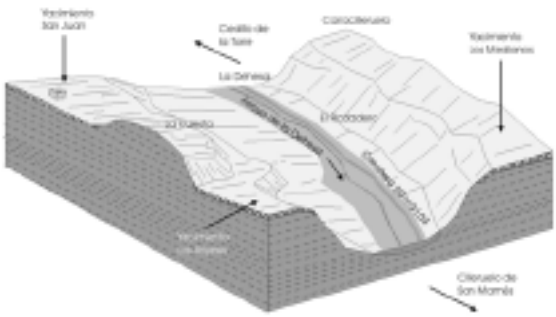


Fig. 4. Bloque diagrama en el que se representa la posición de los yacimientos de Cedillo de la Torre

c) Yacimiento localizado en el dorso de la Serrezuela, en las proximidades de Ciruelos:

Sobre las conglomerados cuarcíticos cretácicos (facies Utrillas) que afloran en el dorso de la Serrezuela, en ocasiones se ha producido un ligero modelado fluvial cuaternario. Este es el caso del yacimiento de Prado Laguna, asociado al arroyo de Los Linares, aunque con un abundante sustrato de cantos rodados de cuarcita y cuarzo procedente en su mayoría del desmantelamiento de los conglomerados de Utrillas.

Prado Laguna se sitúa en la terraza de +8-10 m en la margen derecha del arroyo de Los Linares. En total se recogieron medio centenar de piezas de industria lítica, fundamentalmente de cuarcita, aunque también de sílex (Álvarez-Alonso y Andrés-Herrero, 2011). El conjunto no presenta alteraciones por rodamiento ni pátinas significativas, hecho que hace suponer la existencia de un depósito arqueológico en un aparente buen grado de preservación. Entre la industria lítica recogida hay que destacar la presencia de utillaje retocado sobre lasca y núcleos discoides jerarquizados sobre lasca, a los que se suman algunas piezas de macro-utillaje como bifaces, triedros y hendedores. Las características de este conjunto parecen encuadrarlo en un Achelense avanzado (o incluso en un Paleolítico medio antiguo con macro-utillaje), pudiéndose relacionar con el yacimiento de Las Nazas, tanto por la similitud existente entre sus industrias líticas, como por su posición geomorfológica y topográfica en una terraza baja.

d) Yacimiento asociado al arroyo de la Fuente del Risco (tributario del Riaza). Este arroyo nace en el frente de la Serrezuela, y tiene como área fuente principal los materiales de la Facies del "Buntsandstein".

El yacimiento de Las Nazas, desde un punto de vista geomorfológico se emplaza sobre un nivel fluvial o terraza (+ 10-15 m) del citadoarroyo. El conjunto destaca por el bajo índice de rodamiento de los materiales y la escasa incidencia de otras alteraciones como la meteorización subaérea, por lo que aparentemente el grado de preservación del yacimiento es bueno, habiendo sido únicamente sometido a procesos postdeposicionales derivados de la acción del arado, al igual que el resto de yacimientos aquí estudiados. Destaca la presencia de varios elementos de macroutillaje, bifaces y hendedores, así como varios núcleos de tipo discoide y levallois. La clasificación cronocultural es coincidente con la de Prado Laguna, considerando que ambos yacimientos presentan muchas características comunes. Esta razón, unida a la posición del yacimiento en una terraza baja, nos llevaría a encuadrar este yacimiento en un momento final del Pleistoceno medio.

Fig. 5. Perfiles topográficos donde se ubican los yacimientos de la Serrezuela de Pradales.

DISCUSIÓN

Todos los yacimientos descritos se encuentran sobre formaciones superficiales de origen fluvial o aluvial s.l., aunque con diferente significado geomorfológico, desde las rañas del piedemonte hasta los rellenos aluviales del Pleistoceno medio, pasando por las superficies de degradación de la raña y los glacis-terraza del Pleistoceno inferior. Sin embargo, a pesar del diferente origen de estas formaciones y su amplia cronología dentro del Cuaternario, se da una convergencia litológica que hace difícil diferenciar los materiales de unos y otros, ya que mayoritariamente se trata de conglomerados matriz-sostenidos a grano-sostenidos, de cantos de cuarcitas (y en menor medida cuarzo) con rubefacción, parcialmente ventifactados, y alto grado de redondeamiento.

La presencia del macizo de la Serrezuela y de todas estas unidades fluviales-aluviales asociadas al piedemonte de las dos alineaciones montañosas (Serrezuela y Sistema Central), así como a la subcuenca cenozoica que definen entre ambos, crea en ese sector una enorme diversidad de unidades fisiográficas y paisajísticas. Esta diversidad de formas de relieve y materiales del sustrato, comparada con la monotonía de la llanura arenosa de la Tierra de Pinares en el sector centro-septentrional de la provincia de Segovia, posiblemente supuso para los grupos humanos paleolíticos una diversificación de las fuentes de recursos básicos (materiales líticos, agua, caza, pesca, leña, cobijo…) que podían encontrar en un radio de acción relativamente reducido.

La relación entre la diversidad de unidades fisiográficas y de paisaje y el acceso a los recursos naturales ha sido tratado por muy diversos autores, pero para el caso del entorno del Sistema Central ha sido abordado por Martín-Duque et al. (2002). Igual que estos autores justifican el crecimiento histórico de determinadas poblaciones (p.e. Segovia) por su acceso a variedad de recursos naturales de su entorno inmediato, para el caso que nos ocupa podría relacionarse la densidad de yacimientos paleolíticos y su disposición con la presencia de esta variedad de formaciones aluviales próximas a otras susceptibles de tener posibles cobijos (macizos carbonáticos). Además, estas unidades constituyen un auténtico corredor o pasillo con recursos, que les posiblemente facilitaba el tránsito entre las terrazas del sector central de la Cuenca del Duero y los pasos del Sistema Central, como el puerto de Somosierra.

Esta relación entre las poblaciones humanas y la configuración geomorfológica no solo se puede contemplar desde un punto de vista estático, ya que

la dinámica fluvial durante el período equivalente al Paleolítico antiguo conllevó algunos cambios en la disposición de la red fluvial asociados a la actividad neotectónica en los macizos satélite del Sistema Central (Fernández, 1987) que bien pudieron tener efecto en las actividades humanas.

Referencias bibliográficas

Álvarez Alonso, D. & Andrés Herrero, M. de (2011). El Paleolítico inferior y medio en el interfluvio Riaza – Duratón (Segovia, España). *Férvedes*, 7, 49-56.

Armenteros, I., Angeles Bustillo, M.A. & Blanco, J.A. (1995). Pedogenic and graundwater processes in a closed miocene basin (northern Spain). *Sedimentary Geology*, 99, 17-36.

Blanc, A. C. (1957). Il Paleolítico Inferiore di Las Cuestas. *V Congreso de la INQUA. Resumen des Communications*. Madrid

Fernández García, M. P. (1987). Geomorfología del sector comprendido entre el Sistema Central y el Macizo de Santa María la Real de Nieva (Segovia). Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 336 pp.

Fernández Macarro, B., Armenteros, I. & Blanco, J.A. (1988). Procesos de alteración y paleosuelos ligados a la sedimentación miocena del NE de Segovia, Depresión del Duero. *Acta Geológica Hispánica*, 23, 269-281.

López Olmedo, F., Montes Santiago, M.J., Nozal, F. & Luengo, J. (2005). Unidades Litoestratigráficas del Terciario del sector de Sepúlveda-Ayllón. Borde Suroriental de la Cuenca del Duero. *Geogaceta*, 39, 75-78.

Luengo Olmos, J., Nozal, F., Montes, M., López Olmedo, F. & Najarro, M. (2006). Evolución litoestratigráfica del Cenozoico del entorno de la sierra de Honrubia-Pradales. *Boletín Geológico y Minero*, 117, 507-511.

Martín-Duque, J.F., Godfrey, A., Díez, A., Cleaves, E., Pedraza, J., Sanz, M. A., Carrasco, R. M. & Bodoque, J. (2002). Examples of landscape indicators for assessing environmental conditions and problems in urban and suburban areas. En: *The Sustainable City II. Urban Regeneration and Sustainability*. Advances in Architecture (C.A. Brebbia, J.F. Martín-Duque, L.C. Wadhwa, Eds.), WIT Press, Southampton, Boston, vol 14, 467-476.

Martín Serrano, A. (1991). La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el macizo hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España*, 4(3-4), 337-351.

Rodríguez de Tembleque, J., Santonja, M. & Pérez González, A. (1998). La ocupación humana en el Sudeste de la Meseta Norte y en el entorno de Ambrona y Torralba en el Pleistoceno medio, *Zephyrus*, 51, 19-34.

Santonja, M. & Querol, M. A. (1974). Indicios de Paleolítico inferior en la cuenca media del Duero (Segovia). *Boletín de la Asociación Española de Amigos de la Arqueología*, 2, 4-7.

TASAS DE SUBSIDENCIA VS. SEDIMENTACIÓN DURANTE EL HOLOCENO EN EL PARQUE NACIONAL DE LAS TABLAS DE DAIMIEL

R. Mediavilla (1), J. I. Santisteban (2), M. J. Gil-García (3), M.B. Ruiz-Zapata (3), S. Castaño (1) y A. de la Losa (1)

(1) Instituto Geológico y Minero de España. Ríos Rosas, 23, 28003-Madrid. r.mediavilla@igme.es, s.castano@igme.es, a.delalosa@igme.es
(2) Dpt. Estratigrafía, Fac. CC. Geológicas, UCM. José Antonio Novais 2, 28040-Madrid. juancho@geo.ucm.es
(3) Dpt. Geografía y Geología, Universidad de Alcalá, Edificio de Ciencias, Campus Universitario, 28871-Alcalá de Henares (Madrid). mjose.gil@uah.es, blanca.ruiz@uah.es

Abstract (Subsidence vs. sedimentation rates during the Holocene in the Las Tablas de Daimiel National Park): Geological mapping and cores show the complexity of the deposits underlying the Las Tablas de Daimiel wetland and allow analyzing its recent evolution.
The present day wetland develops upon Pliocene sediments and the incised deposits of the Guadiana River and tributaries, and represents an episode of aggradation involving fluvial and wetland deposition.
This episode began during the Holocene and it shows a transition from fluvial to wetland facies both upwards and upstream. The changes recorded during this episode in the incision-aggradation trend, as well as sedimentary style (from "running water" to "slow water" fluvial systems) result from changes in local subsidence rates due to karstic dissolution-induced subsidence developed in relation to previous incision episode.

Palabras clave: Las Tablas de Daimiel, Holoceno, subsidencia, humedal
Key words*: Las Tablas de Daimiel, Holocene, subsidence, wetland*

INTRODUCCIÓN

Las Tablas de Daimiel son un humedal mediterráneo con un registro sedimentario muy rico en indicadores relativos a la vegetación (Dorado et al., 2002; Valdeolmillos, 2005; Gil García et al., 2007), ciclos bio-geoquímicos (Domínguez Castro et al., 2006) y actividad humana (Santisteban et al., 2009).
Sin embargo, estos estudios son muy especializados, o se centran en un período muy corto de la historia del humedal, y son muy escasos los trabajos que inciden en su caracterización sedimentaria y estratigráfica a largo plazo (García Hidalgo et al., 1995). Así, el objetivo de este trabajo es presentar el registro sedimentario de Las Tablas de Daimiel para el Holoceno, período durante el cual las condiciones ambientales y configuración actual de la cuenca se desarrollan, y analizar los condicionantes de esa evolución a largo plazo.

MARCO GEOLÓGICO

El Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel se sitúa en la Llanura Manchega. Esta es una depresión de dirección ENE-OSO formada a partir de finales del Mioceno por la reactivación de fallas de direcciones E-O y NE-SO, alcanzando en el límite Plioceno inferior-superior una configuración parecida a la actual (Pérez González, 1981). Durante este mismo período tuvieron lugar episodios de vulcanismo intraplaca en el Campo de Calatrava durante el Mioceno superior (8.7–6.4Ma) y Plioceno-Pleistoceno (3.7-0.7Ma) (Gallardo Millán et al., 2002).

El relleno de la depresión está constituido por sedimentos siliciclásticos, carbonatados y evaporíticos, de edad Mioceno-Plioceno superior, deformados tectónicamente (Pérez González, 1981). En el entorno del Parque Nacional, los sedimentos más antiguos que afloran son del Plioceno: carbonatos, en el margen meridional del humedal, y carbonatos y sedimentos siliciclásticos en el margen septentrional. En ambos casos aparecen deformados y sobre ellos se desarrolla una superficie de erosión-acumulación (S1 de Molina, 1975; Plioceno superior) a partir de la que se desarrolla la karstificación del sustrato. En relación con el final del endorreismo de la cuenca se forma una nueva superficie de erosión (S2 de Molina, 1975; Plioceno superior-Pleistoceno inferior) que se encaja en la anterior y sobre la que se desarrollan costras calcáreas (Figura 1).

Durante el Pleistoceno se produce el encajamiento de la red fluvial que, en la cuenca del Guadiana, da lugar a una secuencia constituida por seis terrazas del Pleistoceno superior, tres del Pleistoceno medio y una del Pleistoceno inferior (Santisteban y Schulte, 2007). En el entorno de Las Tablas de Daimiel, la subsidencia controló la distribución espacial y el dispositivo geomorfológico de los depósitos aluviales y fluviales pleistocenos. En las áreas de menor subsidencia, o con tendencia a la elevación se desarrollaron secuencias de glacis y terrazas encajadas o escalonadas (Figura 1) mientras que en las zonas con tendencia al hundimiento, ubicadas en la salida del Guadiana al humedal, se desarrollaron carbonatos palustres en disposición agradante (Valdeolmillos, 2005).

Durante el Holoceno el encajamiento de la red fluvial se ralentizó y, en el ámbito de Las Tablas de Daimiel, los sedimentos del humedal muestran una disposición agradante. Estos sedimentos son los que se analizan en el presente trabajo (Figura 1).

MATERIALES Y MÉTODOS

La mayor parte de los sondeos analizados proceden de proyectos de investigación financiados por la Dirección General de Investigación, realizados entre 2002 y la actualidad, de los que se incluyen 9 en

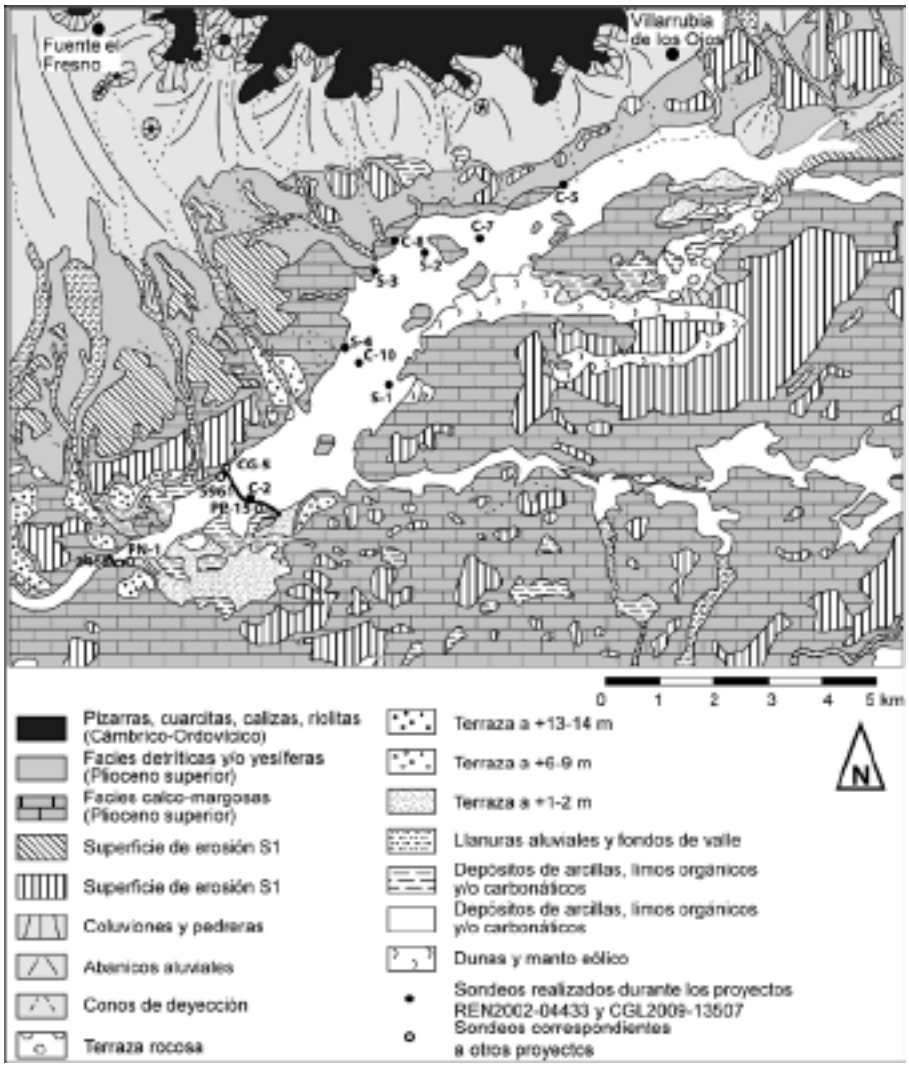


Fig. 1: Mapa geomorfológico (modificado de Rodríguez García, 1998) del entorno de Las Tablas de Daimiel y situación de los sondeos utilizados en este estudio.

este trabajo (Figura 1). En gabinete se elaboraron las columnas estratigráficas de detalle, en las que se señaló litología, textura, estructura, contenido en restos fósiles y se realizó una corrección lineal de la profundidad de la columna estratigráfica con objeto de eliminar la compactación mecánica debida a la propia perforación. Esos materiales fueron datados mediante ^{14}C AMS, en los laboratorios del GADAM Center (Polonia), y $^{239,240}Pu$ y ^{210}Pb, en los laboratorios del CIEMAT (Madrid, España) y del GADAM Center (Polonia).

Otra parte de la información del subsuelo procede de documentación bibliográfica. Los sondeos PN-1 y PP-15 proceden de de Bustamante et al. (1995). El sondeo 5961 procede de Sahuquillo et al. (1975) y el sondeo 2468 de Cabrera et al. (1982) (Figura 1).

REGISTRO SEDIMENTARIO

Los sedimentos holocenos presentan un espesor muy variable (máximo observado de 11.80 m en el sondeo 2468) al rellenar una paleotopografía muy irregular (Figura 2) y reposan discordantes, en la mayor parte de la zona de estudio, sobre las calizas pliocenas y, solo en el área de influencia del Guadiana, sobre sedimentos carbonatados del Pleistoceno (Valdeolmillos, 2005). En los sondeos se observan dos conjuntos litológicos: sedimentos siliciclásticos de origen fluvial y sedimentos de humedal formados por carbonatos, arcillas organógenas y arcillas verdes.

Los depósitos siliciclásticos fluviales se encuentran en la base de la sucesión, en relación a las zonas más deprimidas de la paleotopografía del fondo de la cubeta, y su espesor máximo es de unos 7m.

Son gravas ocres con clastos bien redondeados de cuarcita (centil: 3cm); arenas con restos de bivalvos y gasterópodos y lutitas con trazas de raíces. Se ordenan en secuencias granodecrecientes de 0.75 a 2m de espesor y se interpretan como depósitos de canales trenzados. Se disponen en relación a los cauces actuales del Gigüela, Madre Chica y Guadiana y, lateralmente, pasan a arenas/limos y arcillas ocres, con abundantes rasgos edáficos, que se interpretan como depósitos de llanura de inundación mal drenada y vegetada. Estás áreas de llanura de inundación adquirieron su mejor desarrollo aguas abajo de relieves residuales de calizas pliocenas. Dorado et al. (1996) datan estos

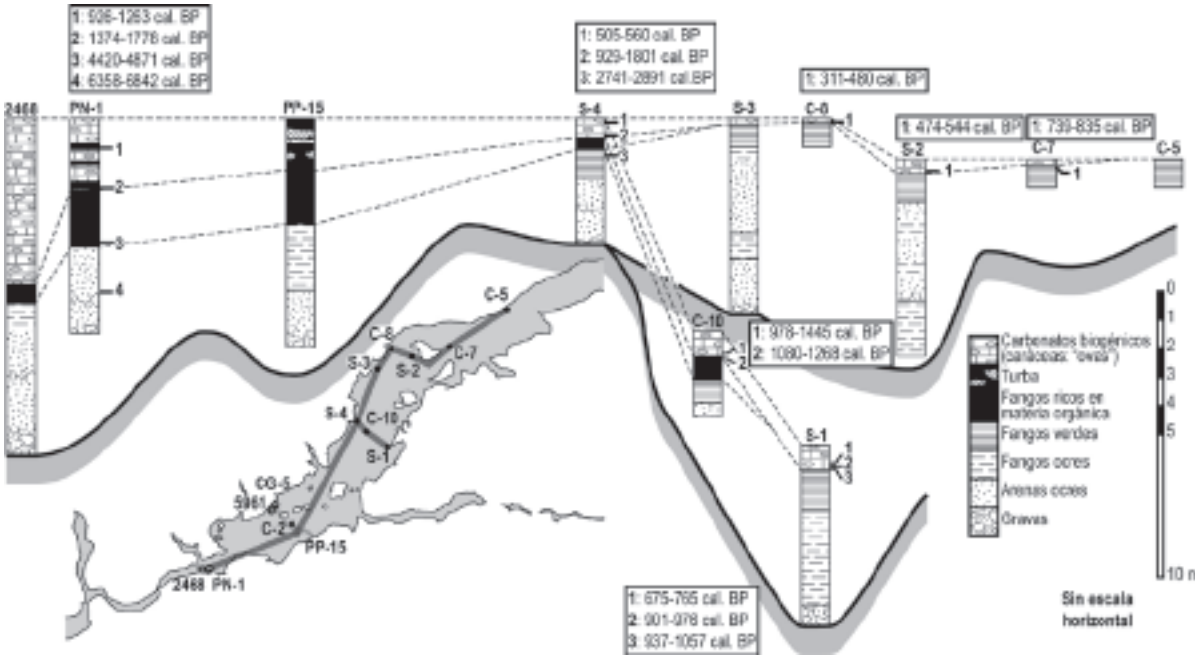


Fig. 2: Perfil de dirección NE-SO. Se muestra la paleotopografía de la base del Holoceno.

sedimentos siliciclásticos en la base del sondeo PN-1 en 6358-6842 años cal BP.

Los depósitos de humedal fosilizan a los depósitos fluviales y se disponen a techo de la sucesión holocena en el ámbito de Las Tablas de Daimiel. Su espesor máximo, 7 m, se alcanza al sur, en el entorno de Puente Navarro, y los mínimos al norte (Figura 2). Las facies detríticas son arcillas, limos y arenas muy finas de color verde con cristales milimétricos de yeso lenticular, disperso o en niveles de espesor centimétrico, más abundantes en las proximidades del río Gigüela. Se interpretan como depósitos de llanuras poco vegetadas y con un nivel freático salino próximo a la superficie (llanuras salinas). Las facies organógenas son turbas, arcillas o arcillas limosas de color gris oscuro a negro, ricas en materia orgánica, e incluyen gasterópodos, ostrácodos y yeso lenticular en proporciones muy variables. Las turbas dominan en el entorno del Guadiana, mientras que las arcillas organógenas lo hacen en el del Gigüela. Representan ambientes palustres (márgenes e islas) con abundantes macrofitas emergentes. Las facies carbonatadas forman niveles compuestos por restos de caráceas junto con gasterópodos y ostrácodos entre los que se pueden intercalar láminas orgánicas de origen vegetal. Representan ambientes lacustres de aguas abiertas que se desarrollaron durante los últimos milenios.

Las relaciones laterales y verticales entre estos materiales llevan a proponer un modelo sedimentario similar al actual (Figura 3) con áreas de influencia fluvial (que excepcionalmente quedan inundadas de forma prolongada y donde los procesos de bombeo evaporítico son muy frecuentes), islas y márgenes con vegetación emergente (donde se produce gran acumulación de restos orgánicos) y áreas de aguas abiertas (donde se desarrollan praderas de carofitas). Las dataciones de estos sedimentos (Figura 2) evidencian la expansión de los sedimentos carbonatados hacia el norte y hacia los márgenes del humedal desde inicios del Holoceno.

EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA

La distribución espacio-temporal de estas facies (Figura 2) muestra una etapa inicial caracterizada por sistemas fluviales con un buen drenaje en las que los cauces principales se alojaron en las zonas más deprimidas de la paleotopografía mientras que en las áreas elevadas se desarrollaron llanuras de inundación con escasos rasgos de encharcamiento.

A medida que progresó la colmatación del vaso, los sistemas fluviales perdieron energía y los depósitos de llanura de inundación adquirieron un mejor desarrollo (Figura 4). A partir de ca. 6500 años cal. BP, se desarrollaron zonas encharcadas con acumulación de materia orgánica, siendo dominantemente turberas en relación al Guadiana y zonas con acumulación de fangos orgánicos en relación al Gigüela. Aguas arriba, en relación al dominio del Gigüela, se dieron llanuras salinas encharcadas en las que se acumularon fangos pobres en materia orgánica y con abundante yeso. Estas zonas salinas no se registraron aguas debajo de la confluencia del Gigüela con el Guadiana.

Poco después de ese episodio se registra el desarrollo de zonas de aguas abiertas arremansadas donde se desarrollaron las praderas de caráceas. Estas áreas se desarrollaron inicialmente aguas abajo del Guadiana y, a medida que pasó el tiempo se fueron expandiendo aguas arriba. Así, la sedimentación de aguas abiertas remontó hasta la zona de Puente Navarro hacia el siglo V AD, alcanzó la zona del sondeo S-4 sobre el siglo X AD, llegó hasta la isla de Algeciras en torno al siglo XV AD y alcanzó su máximo, sobrepasando a la isla de Algeciras algo después de esa fecha (Figura 2).

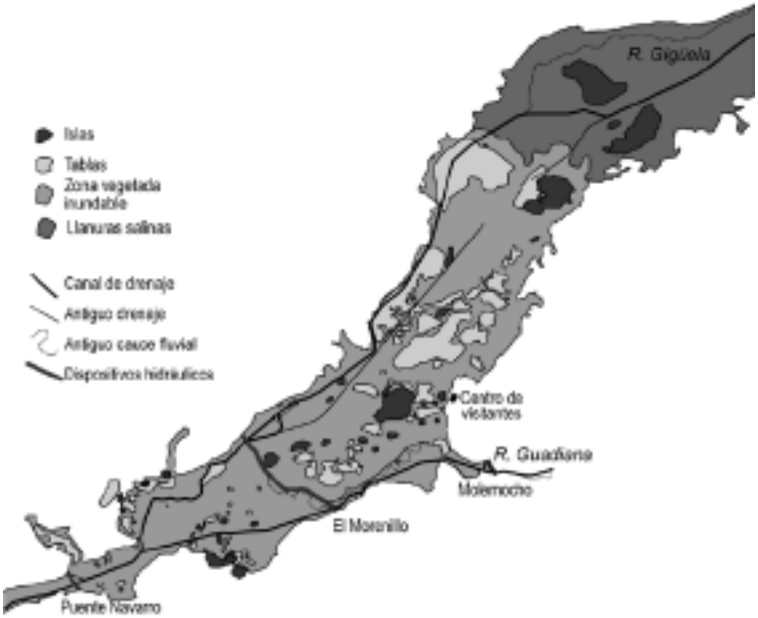


Fig. 3: Esquema de distribución paleogeográfica de los depósitos de humedal del Holoceno.

DISCUSIÓN

La evolución temporal y espacial descrita con anterioridad, que nos habla de la colmatación de un paleorrelieve, muestra una serie de evidencias que nos hacen matizar esta historia: la irregularidad de la topografía del vaso del humedal, la pervivencia de las direcciones de drenaje desde el inicio del registro del Holoceno hasta la actualidad y la continuidad de la agradación sin alcanzar la colmatación del sistema.

En referencia a la paleotopografía, la morfología de los alrededores del humedal (Figuras 5a y b) muestran como el terreno en su margen meridional, carbonatos terciarios, presenta una textura muy irregular y con formas redondeadas mientras que su margen septentrional, sedimentos siliciclásticos, presenta un relieve más suave. Así, las formas en las proximidades del humedal muestran las evidencias de una importante karstificación del substrato carbonatado. Esta morfología kárstica es evidente también dentro del humedal por la presencia de dolinas (coincidentes con puntos de surgencia de aguas) e islas (Figura 5b).

Así, la karstificación es responsable de la morfología irregular del vaso del humedal y justifica la continuidad de las líneas de drenaje a lo largo del tiempo. Este proceso debió iniciarse con el desarrollo, a partir del Pleistoceno, de la red fluvial actual. Sin embargo, este proceso de karstificación y desarrollo de hundimientos continúa hasta la actualidad y se manifiesta en colapsos recientes.

El siguiente punto es la supervivencia del humedal en una fase terminal de colmatación que, en ausencia de factores que perturben el relleno, debería evolucionar a la colmatación del vaso del humedal y su fosilización por los sedimentos siliciclásticos aportados por el Gigüela.

La morfometría del fondo de Las Tablas de Daimiel muestra un conjunto de depresiones de tamaño considerable (Figura 5c) tanto en relación con el Gigüela como aguas abajo de la entrada del Guadiana en el humedal. Por su morfología y posición estas depresiones pueden ser debidas a una subsidencia ligada a la karstificación (evacuación de material del subsuelo por disolución y lavado dando lugar al hundimiento del suelo). Un factor adicional es la elevada porosidad de los sedimentos recientes que favorece el descenso del fondo del humedal por compactación. La conjunción de ambos tipos de subsidencia, con unas tasas de sedimentación no demasiado altas en el humedal y bajas en relación al sistema fluvial, y unos niveles freáticos próximos a la superficie deben haber sido los factores que han controlado la evolución del humedal desde inicios del Holoceno y facilitado su supervivencia a largo plazo.

CONCLUSIONES

El Holoceno es el período en el cual Las Tablas de Daimiel alcanzan su configuración actual tras sucesivos episodios durante el Pleistoceno de alternancia entre un estado de humedal bien desarrollado y otro de sistema fluvial. Su evolución durante este período muestra una transición de sistemas fluviales bien desarrollados en la base, a zonas encharcadas en relación a llanuras de inundación con formación de turberas y, finalmente, a un humedal con claras zonas de aguas abiertas que fueron expandiéndose aguas arriba a lo largo del tiempo.

Esta evolución no puede ser explicada por ciclos climáticos de escala secular, decenal o, incluso, milenaria.

La subsidencia diferencial debida a la karstificación del sustrato carbonatado, controlada por el desarrollo de la red fluvial actual, es responsable de la morfología del vaso del humedal y de la distribución y estructura de las áreas de drenaje y

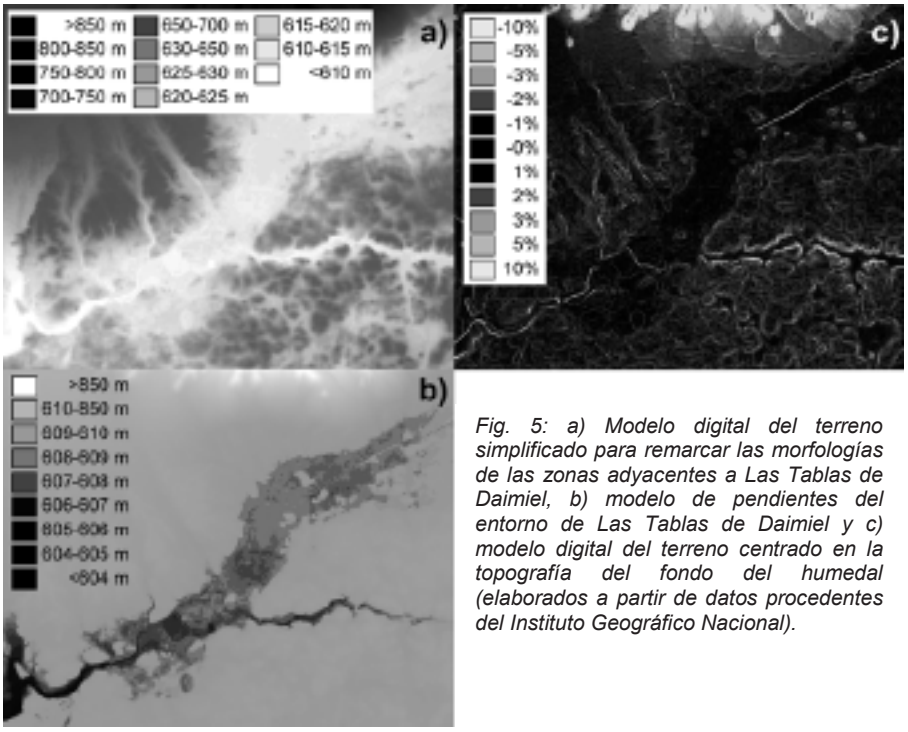


Fig. 5: a) Modelo digital del terreno simplificado para remarcar las morfologías de las zonas adyacentes a Las Tablas de Daimiel, b) modelo de pendientes del entorno de Las Tablas de Daimiel y c) modelo digital del terreno centrado en la topografía del fondo del humedal (elaborados a partir de datos procedentes del Instituto Geográfico Nacional).

encharcamiento. La sedimentación, que implica el relleno de esos relieves, es responsable de la disminución de las pendientes (lo que favorece el desarrollo de zonas encharcadas) y, como consecuencia, del desarrollo de un paisaje cada vez más abierto. Finalmente, la continuidad del proceso de karstificación y la propia naturaleza del sedimento (fácilmente compactable) han provocado una subsidencia, lenta pero continuada, capaz de permitir la pervivencia del humedal y prevenir su colmatación.

Agradecimientos: Este trabajo se ha realizado en el marco de los proyectos de investigación, financiados por la Direccion General de Investigación, CGL2011-30302-C02-01, CGL2009-13507, CGL2005-06458-C02-01/HID, REN2002-04433-C02-01 y REN2002-04433-C02-0.

Referencias bibliográficas

Cabrera, E., Anguita, F., Calatayud, A. (1982). *Sobre las características del terreno en Puente Navarro Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel*. Informe SGOP 09/82 (Inédito), 31 pp + anejos y planos.

de Bustamante, I., Dorado, M., Rojas, B., Temiño, J., Segura, M., García-Hidalgo, J.F., Pérez, P., Valdeolmillos, A., Sicilia, F., Fernández, I., López, M.J. (1995). *Análisis del impacto ambiental de la explotación de los depósitos de turba asociados al río Guadiana en la Llanura Manchega e interés de su conservación*. Informe Final del Proyecto Fundación Ramón Areces-Universidad de Alcalá, Alcalá de Henares, 125 pp.

Domínguez-Castro, F., Santisteban, J.I., Mediavilla, R., Dean, W.E., López-Pamo, E., Gil-García, M.J., Ruiz-Zapata, M.B. (2006). Environmental and geochemical record of human-induced changes in C storage during the last millennium in a temperate wetland (Las Tablas de Daimiel National Park, central Spain). *Tellus*, 58B, 573-585.

Dorado Valiño, M., Valdeolmillos, A., Ruiz Zapata, M.B., Gil García, M.J., de Bustamante Gutiérrez, I. (2002). Climatic changes since the Lateglacial/Holocene transition in La Mancha Plain (South-central Iberian Peninsula, Spain) and their incidence on Las Tablas de Daimiel marshlands. *Quaternary International*, 93-94, 73-84.

Gallardo Millán, J.L., Ancoechea, E., Pérez-González, A. (2002). Secuencia magnetoestratigráfica y edad de los materiales volcánicos y sedimentarios de Poblete (Ciudad Real). *Geogaceta*, 32, 35-38.

García-Hidalgo, J.F., Temiño, J., de Bustamante, I., Segura, M. (1995). Evolución sedimentaria reciente de las Tablas de Daimiel (Ciudad Real). *Geogaceta*, 18, 87-89.

Gil-García, M.J., Ruiz-Zapata, M.B., Santisteban, J.I., Mediavilla, R., López-Pamo, E., Dabrio, C.J. (2007). Late Holocene environments in Las Tablas de Daimiel (south central Iberian peninsula, Spain). *Vegetation History and Archaeobotany*, 16, 241-250.

Molina, E. (1975). *Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava*. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario, 3, 1-106.

Pérez González, A. (1981). *Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 787 pp

Rodríguez García, J.A. (1998). *Geomorfología de Las Tablas de Daimiel y del endorreísmo manchego centro-occidental*. Tesis de Licenciatura (Inédita), Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 170 pp.

Sahuquillo, A., Gutiérrez, J.D., Álvarez, M., Rodríguez, A. (1975). *Avance de los resultados obtenidos en el reconocimiento de la zona de Las Tablas de Daimiel*. Informe SGOP 12/75 (Inédito), 30 pp + anejos y planos.

Santisteban, J.I., Schulte, L. (2007). The fluvial network of the Iberian Peninsula: a chronological framework. *Quaternary Science Reviews*, 26, 2738-2757.

Santisteban, J.I., Mediavilla, R., Gil García, M.J., Domínguez Castro, F., Ruiz Zapata, M.B. (2009). La historia a través de los sedimentos: cambios climáticos y de uso del suelo en el registro reciente de un humedal mediterráneo (Las Tablas de Daimiel, Ciudad Real). *Boletín Geológico y Minero*, 120, 497-508.

Valdeolmillos, A. (2005). *Registro paleoclimático y paleoambiental de los últimos 350000 años en el Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel (Ciudad Real)*. Tesis Doctoral, Universidad de Alcalá, Alcalá de Henares, 308pp.

MORFOGÉNESIS HISTÓRICA EN LA CUENCA MEDIA DEL RÍO VINALOPÓ (ALICANTE, ESPAÑA). PRIMEROS RESULTADOS

C. Ferrer (1), J. Moratalla (2), G. Segura (2), A. Cuenca (3)

(1) Museu Prehistoria València. Diputació de València. C. Corona, 36. 46014-Valencia. carlos.ferrer@dival.es
(2) Arquealia. Servicios Integrados del Patrimonio Histórico y Arqueológico. C. Pablo Iglesias. 03600-Elda. arquealia@arquealia.es
(3) Calle Santa Cecilia, nº 20, 2º D. 03007-Alicante. artemio.cuenca@gmail.com

Abstract (Historical Morphogenesis in the middle basin of Vinalopó River -Alicante, Spain-. First Results): *The geoarchaeological study of a series of fluvial terrace levels and an Ibero-Roman archaeological site in the Middle Vinalopó allows us to know the fluvial dynamics in the Upper Holocene. Processes of aggradation are documented in Post Iberian Period. At the low valley are formed poorly drained sedimentary environments. These are the result of a possible high relative humidity. The process culminated in Ibero-Roman and Roman Period. From the Late Roman period, probably after, there will be a new phase of intense aggradation.*

Palabras clave: Holoceno superior, Geoarqueología, Medio fluvial. Río Vinalopó.
Key words*: Upper Holocene. Geoarchaeology, Fluvial Environment, Vinalopó River.*

INTRODUCCIÓN

Las excavaciones y prospecciones arqueológicas llevadas a cabo por Arquealia al sur de Monforte del Cid, en el Vinalopó Medio, han documentado un conjunto de estructuras y restos arqueológicos de época ibérica, ibero romana y romana alto y bajo imperial en contextos fluviales que nos permiten datar determinados procesos sedimentarios en torno al río Vinalopó, en un espacio geográfico de clima seco, con precipitaciones por debajo de los 400 mm. El conocimiento de la dinámica sedimentaria reciente en este sector de la cuenca se encuentra con la dificultad que genera la intensa transformación que ha sufrido el paisaje para su adaptación al cultivo en forma de abancalamientos, particularmente a partir del último tercio del siglo XX, cuando se crearon grandes superficies aplanadas para la producción de uva de mesa.

Desde el punto de vista arqueológico, y aunque el estudio se halla en fase de desarrollo, destaca la documentación de un edificio singular del siglo I a.C. que parece tener un uso ritual en relación con el

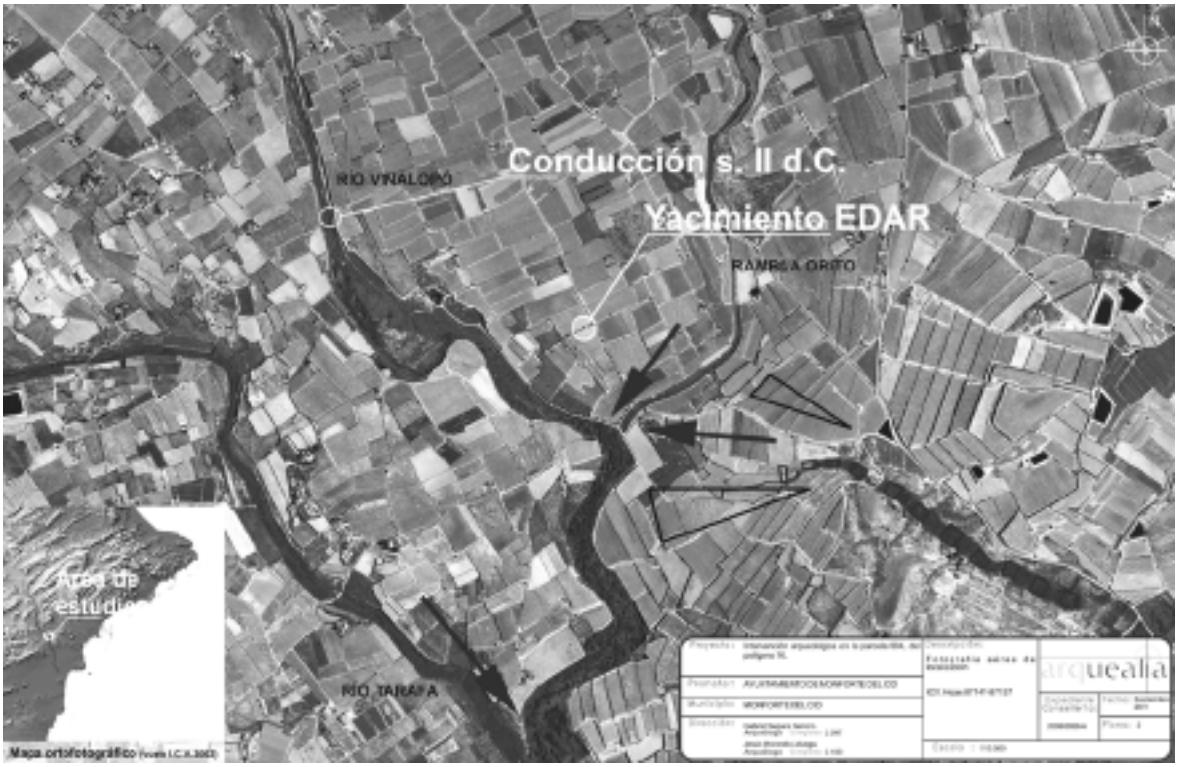


Fig. 1: Localización del Área de Estudio

agua, y que reutiliza elementos escultóricos, toros esculpidos, procedentes de monumentos funerarios del siglo VI y V a.C. (Segura et al., 2008).

METODOLOGÍA

El estudio geomorfológico y geoarqueológico ha permitido elaborar una propuesta de niveles recientes de terraza para el Vinalopó Medio. Al tiempo, se ha llevado a cabo el estudio estratigráfico y sedimentológico de un conjunto de perfiles arqueológicos que han sido datados a partir de los restos constructivos y cerámicos. La caracterización sedimentológica de los depósitos ha consistido en el estudio detallado de la granulometría (tamizaje y método de la pipeta) y en la determinación de la materia orgánica, siguiendo los métodos desarrollados en el Laboratorio de Geomorfología de la Universitat de Valéncia (Fumanal, 1986).

RESULTADOS

Terrazas fluviales bajas en el Vinalopó Medio

El área de estudio se sitúa en la llanura aluvial que forma el río Vinalopó antes de adentrarse en el Estrecho del Tabaià, que separa la cuenca de Novelda - Monforte en el Vinalopó Medio de la de Elche en el Bajo Vinalopó (Fig. 1). La barrera que individualiza ambas cuencas está formada por relieves calcareníticos y conglomeráticos de edades comprendidas entre el Mioceno Medio y el Plioceno Superior, presentando morfología de cuestas con buzamiento Norte. Desde el punto de vista estructural, el origen de estas formas se encuentra en el levantamiento diapírico de las arcillas triásicas del Pantano de Elche, al Sur de la barrera, que origina al Norte un sinclinal periférico (*rim syncline*) con carácter subsidente. Esta franja de hundimiento justo antes de los relieves se ha ido rellenando con los aportes del Vinalopó y sus afluentes, dando lugar a una llanura aluvial al Sur de Monforte del Cid, en la partida de las Agualejas. Este proceso de relleno habría tenido lugar a lo largo del Pleistoceno Superior (Cuenca y Walker, 1995) aunque en nuestro estudio hemos podido documentar tres niveles distintos de terraza, al menos la última del Holoceno Superior. El encajamiento actual de los cauces, no muy intenso, sería posterior a época romana (Cuenca y Walker, 1995; Ferrer y Blázquez, 1999).

La terraza superior, T1, en torno a 10 m por encima del cauce, se conserva parcialmente en la parte alta, con segmentos aislados por pequeños escarpes. En ocasiones aparecen perfiles más amplios, abiertos al cauce, aunque erosionados a techo, constituidos por fracciones finas. Alternan los estratos horizontales de entre 20 a 30 cm cementados, con otros poco o nada consolidados, y colores que con frecuencia indican procesos de reducción. Formaciones sedimentarias similares han sido datadas entre hace 30 y 20 ka años (Cuenca y Walker, 1995).

Le sigue la terraza T2, ocupando gran parte de la llanura a unos 7/6 m por encima del cauce del río. Está constituida por dos extensas unidades sedimentarias bien diferenciadas. La basal, de facies braided, incluye pasadas horizontales de fracción gruesa rodada, heterométrica con matriz arenosa, y la superior es limoarcillosa con pasadas horizontales con diferentes grados de cementación, muy somera, y lentejones de fracción gruesa, también heterométrica, imbricada a favor de la corriente. No se han documentado restos cerámicos en los perfiles abiertos; sí algunos silex prehistóricos, de la edad del bronce o anteriores. Fuera del contexto del escarpe fluvial se han descrito en la unidad superior niveles arenosos y otros con signos de hidromorfía asimilables a los descritos por Cuenca y Walker (1995) como del Holoceno Inferior. A techo, se han descrito estructuras, encachados, del siglo VI-IV a.C., así como abundantes fragmentos cerámicos ibero romanos formando parte de los niveles más superficiales, lo que indica una amplia ocupación entre los siglos VI y I a.C. (Abad et al., 1995-97).

La terraza T3 se sitúa a unos 5 m sobre el talweg del Vinalopó, y forma la parte más baja de la llanura. Los perfiles abiertos, de unos 4 metros de potencia, poseen también dos unidades claramente diferenciadas. La basal, con pasadas horizontales homométricas de gravas y cantos rodados pequeños. Hacia techo de esta unidad, donde se hacen más frecuentes las pasadas de cantos rodados de mayor tamaño y de arenas con gravas, documentamos abundantes restos cerámicos de época ibérica (siglos V y IV a.C.). En uno de sus perfiles se descubrió una conducción de agua, una acequia datada en el siglo II d.C., construida con bloques calcáreos y mortero. Situada a 3,7 m sobre el cauce actual, su techo coincide con el punto de contacto con la siguiente unidad sedimentaria.

La unidad superior de la terraza, de 1,5 m, está constituida por estratos de limoarcillas masivas separadas por pasadas de cantos y bloques rodados. A techo predominan las fracciones finas con estructura masiva, acompañadas de cantos de menor tamaño distribuidos aleatoriamente en el perfil. En sus niveles más bajos se han documentado cerámicas del siglo II-III d.C. Por debajo de este nivel de terraza se intuye la existencia de otra más reciente, pero la gestión antrópica del espacio hace prácticamente imposible su caracterización.

Yacimiento “EDAR” de Monforte del Cid

El yacimiento de “EDAR” se halla ubicado en un interfluvio, en las proximidades del cauce encajado (unos 4-3 m) del río Vinalopó y el cauce de la rambla del Orito, en una de las partes más bajas del llano aluvial del Medio Vinalopó, antes de que el río llegue al congosto de la Serra del Tabaià (Fig. 1).

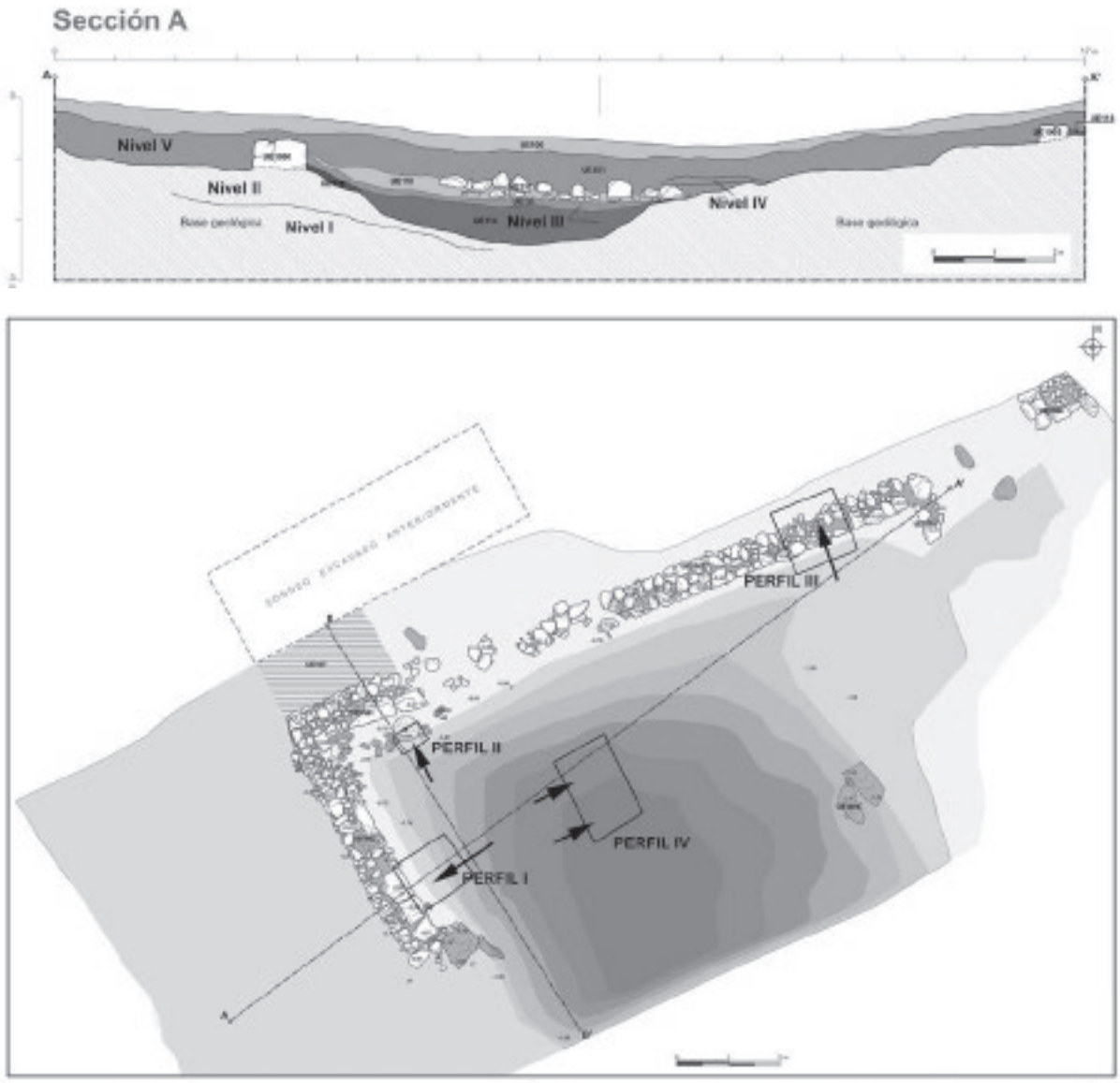


Fig. 2: Estratigrafía, planta y localización de los perfiles estudiados en EDAR de Monforte del Cid.

El yacimiento está constituido por un conjunto de bases de muros construidos con sillares calcáreos de un edificio singular del siglo I a. C. que se ha vinculado con rituales asociados con el agua. Se estudiaron cuatro perfiles en los márgenes noreste, noroeste, oeste y centro del conjunto (fig. 2). Su correlación nos permite proponer una secuencia en la que identificamos (Fig. 3): un nivel basal estéril (n.I); un nivel sedimentado en época ibero-romana (n.II) que sirve de base a las estructuras; un nivel depositado en el siglo I a.C., que constituye un relleno contemporáneo al uso del edificio (n.III); un nivel que sella los restos de las estructuras arqueológicas una vez desmanteladas a finales del siglo I d.C. (n.IV); y otro que finalmente constituye el techo de la secuencia y que asociamos a un posible glacis (n.V).

El **nivel I** está constituido por arenas depositadas en un ambiente fluvial que reprocesa sedimentos depositados en ambientes eólicos (Fig. 3, perfiles 1 y 2). Presenta algunas pasadas de gravas rodadas. Típica *sand point bar* fluvial lateral que debe asociarse a un depósito del sistema del Vinalopó en su confluencia con la rambla del Orito.

El **nivel II** es un depósito arcilloso formado en condiciones de decantación y con manchas de oxidación/reducción que denotan cambios en el nivel freático. Hacia el centro del edificio es de color gris suave y se identifica como formado en condiciones de mayor hidromorfía. Su techo buza hacia el interior creando una forma negativa oval, una pequeña depresión. Según los datos arqueológicos se formó en plena época ibero romana (entre el 180 y el 150 a.C.) y sirve de base a los muros del siglo I a.C.

El **nivel III** constituye el relleno que amortiza la pequeña depresión arriba descrita, en cuyo centro se conservó el perfil estudiado (Fig. 3, perfil 4). Se depositó entre el 90 y el 40 a.C. coincidiendo con el uso del edificio. Incluye al menos tres estratos de

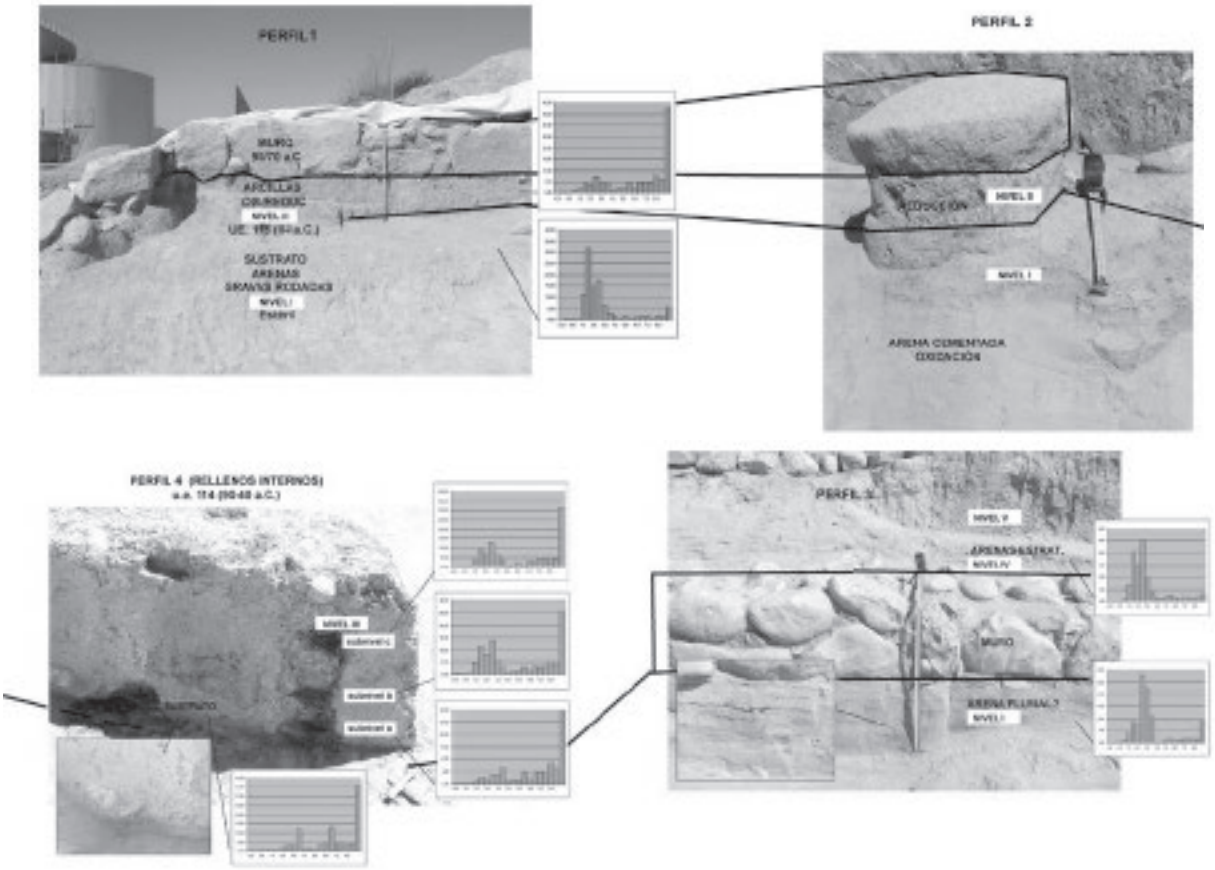


Fig. 3: Estratigrafía de los perfiles estudiados. Histogramas acumulativos texturales.

relleno y/o amortización. La base (IIIa) sobre el nivel II está constituida por arcillas con muy escasas arenas de color marrón claro. Es un sedimento en el que la decantación es el rasgo más determinante en el proceso de su sedimentación. Los subniveles superiores (IIIb y c) son en cambio el resultado de arroyadas con cierta energía y fase de decantación que asociamos a escorrentías de baja o moderada energía.

La geometría del contacto entre los niveles II y III, con una cierta pendiente hacia el sector interno de la estructura, dando lugar a una forma negativa oval (Fig. 2), marca un hiato de carácter erosivo. Este hiato pudiera ser el resultado de un proceso de vaciado natural, pero su pequeño tamaño y la inmediatez cronológica en los procesos de formación y desmantelamiento parcial, así como su coincidencia con el uso del edificio, parecen indicar que se debe, al menos en parte, a un vaciado antrópico, en relación con el uso ritual del edificio.

El **nivel IV** sella las estructuras parcialmente, no se conserva en toda el área excavada, y posee apenas 10 cm de potencia (Fig. 3, perfil 3). Se sedimentó durante la segunda mitad del siglo I d.C. superponiéndose al derrumbe del edificio. Está constituido por arenas rodadas y mates algo cementadas. Posee estratificación preferentemente horizontal pero con algunos signos de estratificación cruzada. Inicialmente se describió como un sedimento formado por procesos puramente eólicos que habrían afectado al sustrato arenoso. El análisis textural revela la presencia de una cola de finos que pudiera indicar un posible retoque hídrico del sedimento.

El **nivel V** está formado por un paquete de limoarcillas de color marrón anaranjado depositadas por arroyadas difusas. Incluye restos cerámicos desde época ibérica a contemporánea, aunque destacan los fragmentos de piezas del I al III d.C.

Cabe destacar que los sondeos realizados en el área arqueológica en torno al yacimiento, han mostrado la presencia generalizada de los niveles V y I. En cambio, el nivel II no siempre aparece y los niveles IV y III sólo se documentan en el contexto arqueológico.

INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIÓN

El nivel aterrazado más antiguo, probablemente del Pleistoceno superior final, revela la presencia en este sector deprimido de facies sedimentarias en las que predominan los procesos de decantación. El nivel subsiguiente, T2, posee rasgos braided a base y facies asociadas a flujos menos energéticos y canales a techo, donde documentamos niveles de ocupación desde el Hierro Antiguo hasta época romana, aunque su génesis posiblemente habría culminado en el Holoceno medio. El nivel T3 incluye en la unidad sedimentaria basal de facies braided restos cerámicos del siglo IV a.C. El inicio de la acreción que dio lugar a este segmento de la terraza sería posterior a época ibérica. A techo de esta unidad se documenta una acequia del siglo II d.C. Infraestructura que sirvió para aportar agua a una villa rural situada aguas abajo, y que según el

modelo propuesto por los arqueólogos debió tener su techo en la superficie del suelo o próxima a ella. Aunque es complejo ponerla en relación con el nivel del río en la época, su mera presencia parece señalar cierta estabilidad en los procesos sedimentarios, y posiblemente, dada su posición inmediata al cauce, un cierto encajamiento del sistema en este sector. Sobre la acequia se documenta en la terraza hasta 1,5 metros de depósitos fluviales generados en un ambiente sedimentario menos energético. En este nivel se documentó cerámica de época tardorromana que aporta una datación *post quem* al techo de la estructura sedimentaria.

Por otro lado, en el yacimiento del "EDAR" de Monforte se identifica para el siglo II a.C. un ambiente encharcado en el sector más bajo del valle del Vinalopó Medio. La acreción del canal y las dificultades de drenaje en este sector, en relación en parte con la barrera que constituye la Serra de Tabaià, habrían favorecido en esa época el afloramiento de la superficie acuífera en un contexto al menos, algo húmedo. Posiblemente se trata de un evento muy puntual. El vaciado documentado en el nivel lacustre, en el contexto del complejo ritual del siglo I a.C. descrito desde la arqueología, parece demostrar que la superficie freática está en descenso, como resultado de una reducción de los aportes hídricos y/o el incremento del aporte sedimentario. La amortización del complejo ritual en el que el agua posee un papel fundamental en el cambio de Era, parece venir a apoyar esta hipótesis. Tras el abandono del recinto, en el tránsito entre el siglo I y II d.C., documentamos la formación de un sedimento de difícil interpretación, un posible depósito eólico que asociaríamos a una marcada aridez ambiental, o fluvial, que indicaría una continuidad en los procesos de acreción sedimentaria. Finalmente sella el yacimiento un conjunto de sedimentos de glacis muy alterados por los procesos de abancalamiento y transformación, que tendrían una datación posterior a época tardorromana. Estos rellenos son correlacionables a su vez con el techo de la terraza T3, una formación sedimentaria depositada en la misma época.

Tras una fase de drenaje impedido, documentamos, al menos desde el final del Pleistoceno Superior, facies braided que muestran la existencia de un sistema fluvial activo. La terraza T2, aún con abundantes evidencias de ocupación desde la Edad de Hierro, pudo culminar su proceso de formación mucho antes. Con todo, y aunque no disponemos de información contextual clara para ese periodo, podríamos proponer la existencia de cauces encajados, dado que la agradación que se documenta en la terraza T3 incluye material cerámico de los siglos V y IV a.C. En Elche en un yacimiento situado inmediatamente al sur del casco urbano, hemos podido constatar una somera edafización seguida de sucesivas inundaciones que pudieran indicar una fase benigna en torno a los siglos VI-IV a.C. Estas condiciones podrían ser correlacionables con la fase húmeda y fría descrita para la Edad de Hierro (Carmona y Ruiz, 2011, Constante et al., 2011, Peña et al., 2005). En un medio árido como el que es objeto de estudio, la humedad ambiental pudiera haber favorecido la conservación de suelos en las laderas.

Los procesos naturales de acreción que dieron lugar a la desaparición de los ambientes hidromorfos, estarían en relación con los procesos sedimentarios que dieron lugar al inicio de la formación aterrazada T3. Los procesos de agradación se iniciarían en su parte conocida tras el siglo IV a.C. y continuarían en época ibero romana, en torno al siglo I a.C. En otras cuencas se ha observado unas condiciones ambientales benignas y el predominio de los procesos de agradación de los valles y abanicos aluviales asociados a la intensificación de los procesos erosivos en relación con el incremento de la actividad humana (Carmona & Ruiz, 2011, Constante et al., 2011). Dinámica que también se documentarían en otros espacios del Mediterráneo occidental (Faust et al., 2004). Martín-Puertas et al. (2009) incluye en la fase húmeda, que se extendería desde el VII a.C. al IV d.C., un breve periodo árido entre el siglo I a.C. y el II d.C. que vendría a coincidir con los rasgos de aridez propuestos en el cambio de Era.

No se conocen con detalle los rasgos ambientales de época tardorromana, ni la datación de los procesos de acreción posteriores. Estos aspectos de la investigación serán abordados en próximos trabajos.

Referencias bibliográficas

Abad, L., Sala, F., Alberola, I. (1995-1997). La necrópolis y el área sacra ibéricos de las Agualejas (Monforte del Cid, Alicante), *Lucentum* 14-16, 7-18.

Carmona, P.; Ruiz, J.M. (2011). Historical morphogenesis of the Turia River coastal flood plain in the Mediterranean littoral of Spain. *Catena*, 86, 139-149.

Constante, A., Peña, J.L., Muñoz, A., Picazo, J., (2011). Climate and anthropogenic factors affecting alluvial fan development during the late Holocene in the central Ebro Valley, northeast Spain. *The Holocene*, *21(2), 275-286*,

Cuenca, A. ; Walker, M. (1995). Terrazas fluviales en la zona bética de la Comunidad Valenciana. En: *El Cuaternario del País Valenciano*, 105-114.

Faust, D., Zielhofer, C., 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

Ferrer García, C. y Blázquez Morilla, A.M. (1999): El abanico del Vinalopó a lo largo del holoceno superior: una aproximación geoarqueológica, *Cuadernos de geografía*, 65-66, 347-358.

Fumanal, M.P. (1986). *Sedimentología y clima enel País Valenciano*. Diputación de Valencia. SIP. Trabajos Varios, 207 pp.

Martín-Puertas, C., Valero, B.L., Brauer, A., Mata, M.P., Delgado-Huertas, A., Dulski, P., (2009). The Iberian Roman Humid Period (2600 2100 cal yr BP) in the Zóñar Lake varve record (Andalucía, southern Spain). Quaternary Research, 71, 108-120.

Peña, J.L., Sancho, C., Rubio, V., (2005). Aportaciones Desde la Geomorfología y la Geoarqueología al Conocimiento de los Paleoambientes Holocenos del NE de España. *Actas X Coloquio Ibérico de Geografía*. Évora, Portugal. http://www:apgeo.pt/index.php?section=134&module=navigationmodule

Segura, G, Moratalla, J., Aguado, F., Flor, J.M., Tordera, F.F. (2008): *Excavación arqueológico en la Parcela 604, polígono 16 (Monforte del Cid, Alicante*. Memoria Final. Arquealia, 319 pp.

PROCESOS Y CAMBIO RECIENTE EN LLANOS DE INUNDACIÓN Y LAGOS COSTEROS MEDITERRÁNEOS. EL MARGEN SEPTENTRIONAL DE LA ALBUFERA DE VALENCIA

P.Carmona (1), J.M.Ruiz (1), M.J. Berlanga (1).

(1) Departamento de Geografía. Universitat de València, Avda. Blasco Ibáñez 28, 46010 Valencia. Pilar.Carmona@uv.es; Jose.M.Ruiz-Perez@uv.es;mjbermen@gmail.com

***Abstract (Processes and recent environmental changes in Mediterranean coastal flood plains and lagoons. The northern margin of the Albufera of Valencia*):**
Geomorphological processes and recent environmental changes in the northern margin of the Albufera of Valencia in the Spanish Mediterranean coast are analyzed. The results allow to characterize a geomorphological model composed of various fluvial and coastal lagoons sub-environments: marshes, lagoons, inland deltas, basins, flood plains and fluvial levees. Geomorphological processes are related to progradation of fluvial floodplains and inland deltas. Climatic fluctuations of the Little Ice Age and human action may be related to the process of conversion of the medieval brackish albufera in a freshwater lagoon.

***Key words**: floodplains, coastal lagoons, environmental change, mediterranean.*
***Palabras clave:** llanos de inundación, lago costero, cambo ambiental, mediterráneo*

INTRODUCCIÓN

La colmatación de lagunas y la progradación de barreras en los sistemas de restinga albufera de la costa mediterránea se produce después de la estabilización del nivel marino, con el aporte fluvial de los últimos milenios del Holoceno. En un estadio avanzado de la evolución geomorfógica, en época histórica, el espacio que bordeaba los lagos costeros presentaba una gran diversidad de ambientes geomorfológicos de transición entre la laguna, los llanos de inundación y los márgenes preholocenos. Así lo muestra la documentación medieval y la cartografía histórica de epoca Moderna y Contemporánea, donde los diferentes usos que se hacía de los recursos (pastos, caza, pesca etc…) caracterizaban diversos tipos de humedal. En el caso de la Albufera de Valencia, estos ambientes fueron paulatinamente transformados en huertas (desde la Edad Media) y en arrozal (desde el siglo XVIII). En la actualidad el borde del lago lo conforman las parcelas de cultivo de arroz y el régimen hídrico está regulado de manera artificial por el regadío, de manera que el sistema está totalmente desnaturalizado.

Dado el interés científico, el alto valor ambiental y la rápida degradación de estos espacios costeros mediterráneos, nuestro objetivo es caracterizar por un lado el sistema geomorfológico de formación y evolución, y, por otro, el cambio ambiental histórico relacionado con la variabilidad climática y la acción antrópica. Nos centramos en el humedal del margen septentrional de la Albufera de Valencia. Los resultados de esta investigación pueden aportar datos para mejorar la gestión de los espacios húmedos.

SITUACIÓN

La llanura costera donde se emplaza la Albufera de Valencia se localiza en el área de transición de los sistemas Ibérico y Prebético. Se conformó durante los procesos distensivos pliocuaternarios que compartimentaron la costa en bloques escalonados hacia el litoral, orientando una franja NE-SO de abanicos aluviales pleistocenos. La parte distal de los abanicos se solapa con la llanura aluvial costera formada por llanuras de inundación en torno a sistemas de laguna-barrera (restinga-albufera) de época holocena (figura 1). Los procesos costeros están controlados por el oleaje, el viento y el transporte longitudinal de sedimentos. La marea, cuya oscilación media es de unos 15 cm, apenas ejerce influencia. Los sedimentos aportados a la costa desde las desembocaduras fluviales, han contribuido a la formación de deltas de oleaje (*wave dominated delta*) poco prominentes, que enlazan con la barrera litoral o restinga. Este tipo de delta es común en el área mediterránea donde, debido a la práctica inexistencia de mareas y a la escasa entidad de algunos de los sistemas fluviales, los sedimentos costeros son modelados básicamente por el oleaje, configurando series de cordones progradantes a ambos lados de las desembocaduras fluviales.

En la llanura desembocan los ríos Júcar y Turia, sus crecidas extraordinarias históricas han superado los 3.700 m^3/s y 15.000 m^3/s respectivamente. Durante el Holoceno final un delta interior común de ambos ríos estaría en la base de la formación y relleno de la Albufera durante el máximo transgresivo marino holoceno (Rosselló, 1972; Ruiz y Carmona, 2005). Durante los últimos milenios sus aportes fluviales han conformado sendos llanos de inundación en el perímetro continental de la laguna. Entre estos sistemas fluviales, se disponen otros llanos de inundación de pequeñas cuencas, desconectadas de la red principal. Estas cuencas menores desembocan en el ámbito continental del humedal y muestran activos procesos de desbordamiento con incidencia directa en el aterramiento de la Albufera. El lago tiene en la actualidad una superficie de agua de 25-28 km^2 y una profundidad máxima en torno a 160 cm (Rosselló, 1995).

METODOLOGÍA

La información procede del análisis de datos georreferenciados: 1) Cartografía geomorfológica de detalle realizada a partir de la interpretación de un fotomosaico escala 1:33.000 (foto aérea de 1957 georreferenciada), trabajo de campo y modelos digitales de elevaciones Lidar de alta resolución (1 y 5 m del CNIG). 2) Análisis de la documentación histórica (crónicas y cartografía histórica seleccionada). 3) Estudio del cambio ambiental en el registro sedimentario mediante sondeos y dataciones C^{14}. 4) Análisis de procesos geomorfológicos fluviales recientes (inundaciones en la orilla del lago). 5) Acción antrópica a escala secular: puesta en cultivo de regadío bonificaciones y canalizaciones.

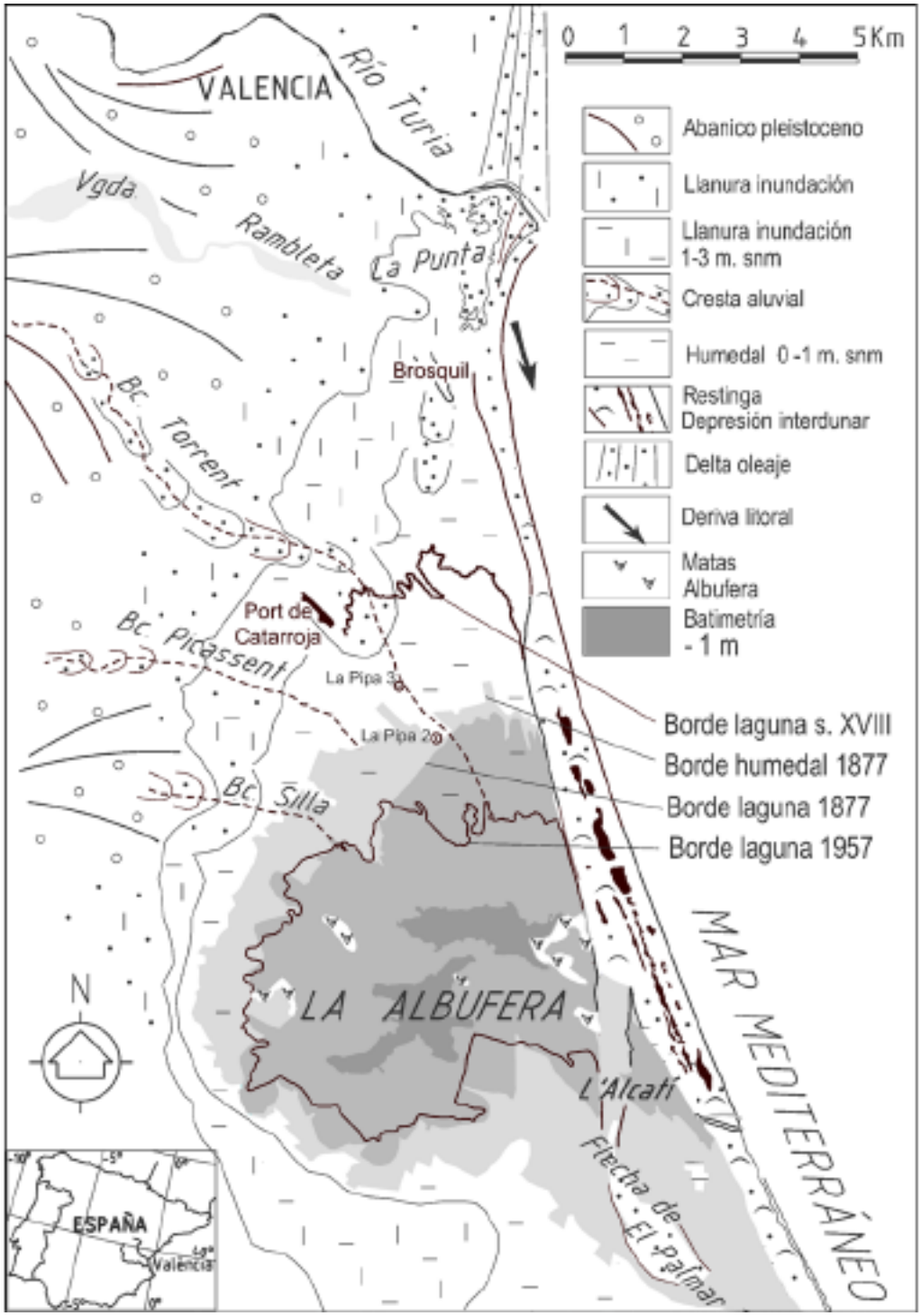


Fig. 1: ***Esquema geomorfológico del sistema laguna barrera de la Albufera de Valencia****. Los datos de la extensión de la Albufera y humedal en 1877 (en gama de grises) corresponden a la georreferenciación de la Carta naútica de dicha fecha (Ruiz y Carmona 2005). El borde de la laguna del s. XVIII corresponde a la restitución del mapa de "Reposición de mojones de los límites de la Albufera" realizada por Berlanga (2013). Los puntos de sondeo están señalados con un círculo.*

LOS DATOS

Las formas

En el MDT (Lidar) de la zona que bordea el lago actual, aparece una extensa franja de bajo o nulo gradiente (entre 0 – 1 m snm), compartimentada por superficies algo más elevadas, de disposición alargada y de mayor pendiente, que corresponden a diques fluviales naturales o crestas aluviales. Estos diques se han identificado en una antigua desembocadura del río Turia y en los barrancos de Catarroja y Silla (figura 1).

Por otro lado, la cartografía histórica georreferenciada proporciona información cualitativa de los ambientes del perímetro de la laguna. En particular destacamos un mapa del margen septentrional de la Albufera del siglo XVIII (*Reposición de mojones de los límites de la Albufera*) (figura 2). Este mapa aunque muy pictórico, aporta elementos de medición y georreferenciación suficientes como para realizar un esquema geomorfológico de los ambientes del humedal (Berlanga, 2013). En primer lugar representa un perímetro de la Albufera muy alejado del borde actual. También traza los rasgos morfológicos del lecho natural del barranco de Catarroja, con morfología *braided* o trenzada, en su desembocadura en la Albufera. En el sector septentrional traza la morfología alargada del dique aluvial de la Punta-el Brosquil, que corresponde a una desembocadura deltaica del río Turia abandonada en época medieval (Ruiz y Carmona, 1999). Finalmente en el humedal que bordea la Albufera se cartografían gran variedad de lagos interconectados entre sí (con láminas de agua o colmatados) y rodeados de extensas ciénagas (con expresión gráfica de vegetación palustre). La morfología del contorno del lago es dentada, alternando progradaciones alargadas denominadas "Puntas" (en la desembocadura de las acequias) y entrantes de agua denominados "Rincón" (figura 2).

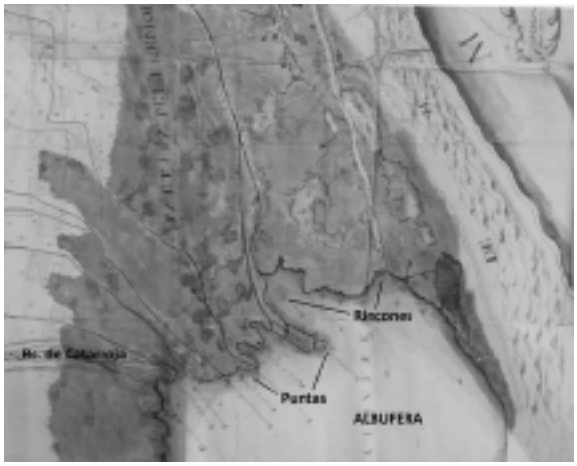


Fig. 2: Detalle mapa ***Reposición de mojones de los límites de la Albufera (siglo XVIII).***

Otros detalles morfológicos los proporciona una de las hojas del mapa de Valencia y sus alrededores del año 1883 (Llopis y Perdigón, 2010), donde se observa que a finales del siglo XIX, el cultivo de arrozal ha taponado completamente la desembocadura del barranco de Catarroja. La escorrentía de este barranco junto con el desague de un manantial próximo desaparecen en una pequeña ciénaga interior (figura 3). Con posterioridad, durante las primeras décadas del siglo XX, con objeto de evacuar las crecidas del río y preservar las parcelas colindantes de huerta y arrozal, los agricultores canalizaron el barranco hasta el lago.

Fig. 3: Detalle ***Plano de Valencia y sus alrededores*** *(1883) en Llopis, A. y Perdigón (2010).*

Fig. 4: Fragmento de la ***Carta Naútica de 1877*** *de Rafael Pardo de Figueroa de la zona de la Albufera.*

Por su parte, la Carta Naútica de la Albufera de 1877 (figura 4) muestra que la expansión del arrozal en el área del humedal ha reducido considerablemente el perímetro lagunar. Esta cartografía es muy precisa

en la batimetría del lago y en la delimitación de los bordes del humedal, conformados en esa fecha por las parcelas de cultivo de arroz. También traza con gran precisión la flecha arenosa del Palmar (hacia el sur) que emergía como una estrecha y alargada franja arenosa en seco en el siglo XVIII (Ruiz y Carmona 2005).

Los procesos: crecidas y desbordamientos

Durante los episodios históricos de desbordamiento es habitual que los llanos de inundación de los ríos afluentes a la llanura, se solapen en una lámina continua de agua con gran cantidad de sedimentos, que abarca todo el espacio de humedal adyacente a la laguna. En la actualidad, las crecidas de los dos grandes sistemas fluviales (Turia y Júcar) están muy reguladas y muchas de ellas se producen en espacios urbanos, razón por la que están totalmente desnaturalizadas (Carmona y Ruiz, 2000). No obstante, un proceso de desbordamiento reciente en torno al lago del la Albufera, de un sistema fluvial desconectado de la red principal, permitió caracterizar los procesos naturales en un área cercana al lago.

El suceso corresponde a la inundación del barranco de Catarroja del año 2000 (Ruiz y Carmona, 2004). En el tramo final de los diques (antigua desembocadura del siglo XVIII), se identificaron flujos *overbank* y *cascading* y procesos de apertura de numerosas brechas en orillas. Se estimó el volumen de sedimento (arenas, limo y arcilla) aportado durante el episodio en torno a 50.000 m^3 en 70 hectáreas y se detectó la transmisión de gran cantidad de arena (en forma de dunas y extensas capas con estratificación en láminas) a distancias mayores de 250 m del cauce artificial.

El cambio ambiental en el registro sedimentario

Una serie de sondeos manuales realizados en el arrozal, cerca del lago y cerca del Port y barranco de Catarroja (figura 1) muestran un registro sedimentario que abarca una cronología de varios milenios. Los sondeos están realizados en un área ocupada por el lago en el siglo XVIII. Aunque la sedimentación está en estudio, podemos avanzar datos preliminares. Se distinguen 3 ambientes: en la base aparece un nivel de facies arcillo limosas de tono gris claro, correspondiente a un ambiente de lago salobre con *Cerastoderma Glaucum y Abra ovata*. Dataciones C^{14} realizadas a 2,1 m (La Pipa 3) y 2,6 m (La Pipa 2) de profundidad dataron el techo de esta secuencia lagunar salobre hacia el 970+- 50 BP y el 1060 +- 40 BP (respectivamente). El nivel superior corresponde a un nivel palustre de arcillas y limos de color beige-gris con gasterópodos abundantes de agua dulce tales como *Bythinia tentaculata y Lymnaea,* con abundantes restos vegetales y datado a 1,5 m de profundidad (La Pipa 3) hacia 200 +- BP, lo que atestigua que en efecto dicha zona todavía era un ambiente lagunar, aunque ya de agua dulce, en el siglo XVIII. El nivel superior corresponde a limos arenosos de inundación de calor marrón grisáceo. Finalmente, en el techo de la secuencia aparece el suelo agrícola artificial del arrozal.

La acción antrópica directa y la incidencia de la Pequeña Edad del Hielo

Aterramientos, bonificaciones y derivación de agua de los cauces hacia la llanura deltaica son procesos clave en el cambio ambiental histórico del humedal. El desarrollo paulatino de los regadíos en el entorno de la Albufera desde finales del siglo XV y la expansión del arrozal en los dos últimos siglos implicaron un cambio sustancial en el balance hídrico del humedal que tuvo gran incidencia en la transformación del lago en un sistema de agua dulce. Grandes volúmenes de agua eran derivados cada año en dirección a la Albufera, generándose un enorme volumen de "sobrantes" que cambiaría definitivamente el carácter hídrico del primitivo ecosistema (Sanchis, 2001). Por otro lado, procesos naturales incidieron en la misma dirección, pues se constata que durante la Pequeña Edad de Hielo (siglos XIV-XIX) el incremento de la precipitación anual, la mayor frecuencia de desbordamientos en las llanuras de inundación costeras y la elevación de los niveles freáticos incidieron notablemente en el proceso de dulcificación del lago de la Albufera (Ruiz, 2002).

CONCLUSIONES

La llanura que bordea la Albufera de Valencia está afectada principalmente por procesos de crecida de las corrientes fluviales, razón por la que es muy similar a un llano de inundación aluvial. Durante el desbordamiento la carga más gruesa se deposita cerca del cauce y el material más fino en las partes distales de topografía más baja, incluyendo el lago. La tasa de deposición es máxima cerca del cauce y decrece aguas abajo, creándose relieve con forma de dique en la llanura de inundación. Inundaciones sucesivas depositan capas de sedimento que, a lo largo de los años, provocan la acrección vertical de una cresta aluvial. Las partes más bajas de las llanuras inundación que bordean el lago son lisas o con poco relieve, suelen ser áreas mal drenadas, con pantanos, turberas y lagunas, de manera que los derrames y los diques progradan en cuerpos de agua lagunares (Bridge, 2003). Así el sistema de llanura de inundación fluvial conecta con crestas deltaicas o "puntas" en ámbito lagunar apoyadas sobre las facies de prodelta del interior del lago. Se ha constatado que estas progradaciones deltaicas tienen nombre propio en la cartografía histórica (Punta del Turia y Punta Seca o Llonga del Júcar, al sur de la Albufera) y muchas (mapa de la figura 2), se deben a la sedimentación de las acequias. De esta manera y siguiendo el modelo de Suter (1994) la llanura deltaica estaría subdividida en dos sectores, la parte alta o superior esencialmente fluvial y la baja o inferior de ambiente lacustre o palustre.

La progradación de las puntas o crestas aluviales deltaicas determina una evolución hacia la continentalización, transformando paulatinamente el humedal en un llano de inundación fluvial. El proceso fragmenta el ámbito lagunar y da lugar a la aparición de una gran diversidad de humedales de transición.

Este modelo geomorfológico evolutivo puede ser analizado con diversas resoluciones temporales y espaciales y concuerda con el descrito a escala holocena en la llanura de inundación deltaica del río

Júcar, en el que la progradación de deltas interiores se pone en la relación con la dinámica costera de barreras y deltas de oleaje. (Ruiz, 2002; Ruiz y Carmona, 2005).

Finalmente, hay que resaltar que las variables naturales del modelo geomorfológico acusan la influencia del cambio climático y/o la acción antrópica, con incidencia en las tasas de aporte sedimentario y en el sistema hídrico y también en la definición de biofacies dulces o salobres. En nuestro caso, tal y como indican los sondeos, hacia el año 1000 d.C. el lago era salobre, en la edad Moderna y Contemporánea se ha conformado un sistema dulceacuícola y el área lagunar ha disminuido de manera considerable. El aporte de agua dulce y sedimentos procedente tanto del regadío como de las recurrentes inundaciones de los ríos Turia y Júcar durante la Pequeña Edad del Hielo determinaron la aceleración del proceso.

Agradecimientos:
Esta investigación es una contribución al proyecto: CS 02012-32367. Procesos y cambios hidrogeomorfológicos en llanuras de inundación costeras mediterráneas ante la variabilidad climática y la acción humana. Una aproximación multiescalar. Dirección General de Investigación Científica y Técnica.

Referencias bibliográficas

Berlanga, M.J. (2013). *El cambio ambiental en el margen septentrional de la Albufera de Valencia*. Trabajo Fin de Máster. Master de Postgrado de la Universitat de Valencia: Técnicas para la gestión del Medio Ambiente y del Territorio.

Bridge, J (2003). *Rivers and floodplains. Forms, Processes, and Sedimentary Record*. Ed. Blackwell, 491 pp.

Carmona, P. & Ruiz, J.M. (2000). Las inundaciones de los ríos Turia y Xúquer. *Serie Geográfica*, 9, 49-69. Las inundaciones en España en los últimos veinte años. Una perspectiva geográfica. Departamento de Geografía, Universidad de Alcalá.

Carta naútica (1880) desde el Cabo Cullera hasta el Grau de Valencia, comprendiendo la Albufera. Levantada en 1877 por Rafael Pardo de Figueroa. Dirección de Hidrografía, Madrid.

Llopis, A. & Perdigón, L. (2010). *Cartografía histórica de la ciudad de Valencia*: (1608-1944). Valencia, Universitat Politècnica de València 127 pp.

Mapa de reposición de mojones de los límites de la Albufera (siglo XVIII). *Mapa hecho por avtto de el Señor Don Joseph Perez de Mesía Juez de Reposición de mojones de los límites de la Albufera*.

Rosselló, V.M. (1972). Los ríos Júcar y Turia en la génesis de la Albufera de Valencia. *Cuadernos de Geografía,* 11, 7-25.

Rosselló, V.M. (1995). *L'Albufera de València*. Publicaciones de l'Abadía de Monserrat. Sèrie il.lustrada, 11. Barcelona, 190 pp.

Ruiz, J.M. (2002). *Hidrogeomorfología del llano de inundación del Júcar*. Tesis Doctoral. Departamento de Geografía de la Universitat de Valencia, 201 pp. + gráficos.

Ruiz, J.M. & Carmona, P. (2004). Flujos y sedimentos de inundación (octubre del 2000) en el entorno de la Albufera de Valencia. *Actas de la VIII Reunión Nacional de Geomorfología*, Toledo, 59-67.

Ruiz, JM. & Carmona, P. (1999). La desembocadura del Guadalaviar en época medieval: progradación deltaica y avulsión. En: *Geoarqueologia i Quaternari litoral*, Memorial Mª Pilar Fumanal, Universitat de València, Departament de Geografia, 245-257.

Ruiz, J.M. & Carmona, p. (2005). La llanura deltaica de los ríos Júcar y Turia y la Albufera de Valencia: En: *Geomorfología litoral.* Homenaje a V.M. Rosselló (E.Sanjaume, y J. Mateu, Eds). Departament de Geografia, Universitat de València 399-419.

Sanchis, C. (2001). *Regadiu i canvi ambiental a la Albufera de València*. Publicacions de la Universitat de València. Departament de Geografia. Centre Valencià d'Estudis del Reg, 332 pp.

Suter, J.R. (1994). Deltaic coast. En: *Coastal Evolution* R.W.G Carter, & C.D Woodroffe, eds. Cambridge University Press, 87-120.

Capítulo
II

GEOARQUEOLOGÍA, PREHISTORIA Y POBLAMIENTO HUMANO

HÁBITAT HUMANO Y ESPACIO FUNERARIO DURANTE LA PREHISTORIA RECIENTE EN EL VALLE DEL SEGURA: EL YACIMIENTO DE CASA NOGUERA DE ARCHIVEL (CARAVACA DE LA CRUZ, MURCIA, ESPAÑA)

D. Álvarez-Alonso (1), M. de Andrés Herrero (2), J. Rojo Hernández (2) y M. A. Valles Fernández (1)

(1) Dep. Prehistoria y Arqueología. UNED/Centro Asociado de Asturias. Avda. Jardín Botánico 1345 (Calle interior) 33203-Gijón. dalvarez@gijon.uned.es; mavalless@hotmail.com
(2) Dep. Prehistoria y Arqueología. UNED. mariadandres@gmail.com; jrojo2@alumno.uned.es

Abstract (Human occupation and funerary area during recent Prehistory in Segura valley: Casa Noguera archaeological site (Caravaca de la Cruz, Murcia, Spain)): *In this paper we develop a geoarchaeological approach to Casa Noguera's site. Most interesting archaeological structures documented were post holes showing evidences of a circular cabin, as well as several pits and silos. In some of these last structures, Bronze Age human remains were documented overlapping to the Chalcolithic horizon. The use of the structures documented in Casa Noguera by prehistoric human groups began during the final part of Neolithic period and the beginning of Chalcolithic, and carrying on during Bronze Age and Iron Age. Roman evidences had been also documented in Casa Noguera's site.*
Palabras clave: Calcolítico, Edad del Bronce, cerámica ibérica, deposito funerario.
Key words*: Chalcolithic, Bronze Age, iberian pottery, funerary deposit.*

INTRODUCCIÓN

El yacimiento arqueológico de Casa Noguera, se encuentra situado en la pedanía de Archivel, en el término municipal de Caravaca de la Cruz, provincia de Murcia. Este yacimiento se descubrió gracias a una serie de intervenciones arqueológicas de urgencia, que tuvieron que ser realizadas como consecuencia de las múltiples actuaciones urbanísticas que el crecimiento poblacional de la mencionada pedanía demandaba (García Blánquez y Martínez Sánchez, 2004). Fue en el año 1997 cuando se realizaron las primeras excavaciones arqueológicas, de la mano de F. Brotons (2004) y a partir de este momento, el yacimiento se ha ido excavando en distintas fases, en función de los solares afectados. Nuestra intervención es la más reciente de todas, llevada a cabo durante el verano de 2007 (Álvarez-Alonso y Andrés-Herrero, 2009).

SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y CONTEXTO GEOLÓGICO

Casa Noguera queda enmarcado en la zona noroccidental de la provincia de Murcia, en cotas comprendidas entre 700 y 900 metros, formando parte el yacimiento de una extensa planicie sedimentaria configurada por dos afluentes del río Segura; el Argos y el Quípar, dentro del ámbito de la Cordillera Bética. Esta extensa planicie está delimitada por las sierras de Gavilán y Buitre al Norte, Mojantes y Serrata al Oeste y Burete y de las Cabras al Sureste, todas ellas en cotas superiores a los 1200 metros de altura.

La planicie es atravesada de SW a NE por una vía de comunicación natural que une el Levante peninsular con la Andalucía Oriental, que es conocida como Camino Real de Granada. Archivel queda localizado al NO de esta ruta, al pie del Cerro de las Fuentes (1002 m), en un lugar elevado sobre la cuenca y con un amplio control sobre el entorno y el territorio circundante.

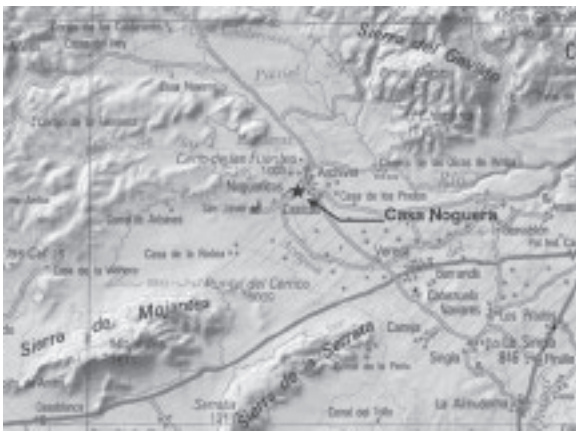


Fig. 1. Ubicación del yacimiento de Casa Noguera de Archivel con el Cerro de las Fuentes al Norte.

Los terrenos sobre los que se asienta Archivel, calizas lacustres micríticas del Plioceno, con suelos formados por xerosoles petrocálcicos, son postorogénicos, de origen cuaternario, en donde se da una superposición y mezcla de sedimentos y litologías que se corresponden con variados procesos geomorfológicos (aluviales, conos de deyección y derrubios de laderas y tobas lacustres). En concreto, el yacimiento de Casa Noguera se encuentra sobre una *toba lacustre,* formada por la circulación continua de las aguas que manan de la gran cantidad de fuentes, existentes en el entorno del yacimiento; alguna de ellas situadas en el cercano cerro que domina el entorno y al que dieron nombre (Cerro de las Fuentes).

Geomorfológicamente, la naturaleza del substrato rocoso define una de las características más peculiares del yacimiento, ya que se trata de una toba lacustre, formación producida por la circulación continuada de aguas procedentes de múltiples

arroyos y de las fuentes ya citadas. Es precisamente esta litología, la que dotará al yacimiento de una singularidad a la hora de desarrollarse el hábitat humano, ya que si bien la superficie edáfica está totalmente erosionada, el valor del yacimiento radica en el contenido arqueológico de las subestructuras documentadas: agujeros de poste, fosas y silos. Al haberse excavado en la toba, la conservación ha sido excepcional, ya que a diferencia de otras zonas, todas estas subestructuras y su contenido se han conservado gracias al contexto geológico en el que se encuentran, ya que el arado no ha sobreexcavado el subsuelo, más allá del pobre substrato edáfico.

Por otra parte, la circulación de agua no debió detenerse con la formación de la toba, aunque sí es cierto que esta formación es claramente anterior a la ocupación humana, ya que todas las cerámicas y restos óseos del interior de los silos presentan numerosas carbonataciones fruto de la acción fluvial y del alto contenido en carbonato cálcico de todo el entorno y substrato.

La topografía juega también un papel fundamental, ya que las lluvias, que suelen ser de carácter torrencial, implican un marcado proceso de escorrentía directa aplicando al suelo una humedad muy similar en toda la cuenca. En líneas generales, podemos decir que los suelos, presentan una escasa entidad, siendo generalmente pobres. Esto, unido a una dispersa y abierta vegetación, facilita la aparición de surcos de erosión. Por otro lado, la existencia de un déficit hídrico muy marcado, produce frecuentemente un aumento de los niveles de sales en los horizontes altos, incidiendo en la naturaleza básica y salina de los suelos formados sobre roca silícea. Los usos de estos suelos y su distribución en cultivos son el resultado de la limitación que supone el agua para el desarrollo de la vegetación en amplias zonas de esta cuenca.

Estas características han condicionado notablemente el hábitat humano, haciendo que se concentre en torno a fuentes de agua dulce, más abundantes en los pies de monte de la sierra, como sucede en este caso.

EL CONTEXTO ARQUEOLÓGICO

Los trabajos arqueológicos comenzaron con la excavación del horizonte edáfico (UE 6000 y 6001), de escasa potencia, en una superficie total aproximada de 400 m², tras lo cual quedó visible la toba en toda la superficie, a la vez que se pudieron documentar numerosas subestructuras, delatadas por la existencia de rellenos sedimentarios con formas circulares y rectangulares de diferentes tamaños. El horizonte edáfico, como ya hemos mencionado, se dividió en las unidades estratigráficas UE 6000 y UE 6001, encontrándose la primera (UE 6000) distribuida por toda la superficie del yacimiento; por el contrario la segunda (UE 6001), presentaba una presencia más discontinua que tendía a preservarse en lugares caracterizados por oquedades naturales. En ellas, la potencia de este horizonte era mayor, así como en zonas superficiales de los depósitos sedimentarios de las subestructuras identificadas. La UE 6000 estaba formada por restos de tierra vegetal y numerosos escombros, entre los que aparecieron alguno que otro resto de cerámica ibérica. La UE 6001, intervenía en su formación un tipo de tierra más compacta, de color parduzco, con presencia en algunos casos de carbonataciones y restos de escombros (en menor medida que la UE 6000).

Sí hay que destacar la presencia de cerámica ibérica en un porcentaje más elevado, así como de restos cerámicos más toscos (cerámica a mano) con distintos tipos de cocción (tanto oxidante como reductora) de cronología calcolítica. Estas singularidades, nos llevan a pensar que la UE 6001, constituye el suelo agrícola original, mientras la UE 6000 se habría formado por una alteración del anterior y la incorporación de depósitos de escombros debido al uso del solar en tiempos más recientes. No debemos olvidar que la zona geográfica a pesar de presentar una elevada aridez, fue y es apta para explotación agrícola con una gran intensidad de laboreo en este sector; ello conlleva (aunque con variaciones) la formación de un horizonte edáfico, con variaciones de potencia que oscilan entre 1 y 20 centímetros.

Entre las múltiples sorpresas que el yacimiento nos reveló, además de una serie de agujeros de poste de los cuales, los situados más al norte, forman una cabaña de tendencia circular, está la aparición de los elementos arqueológicos que consideramos más importantes, los silos, que presentaron un rico, variado, e incluso a veces sorprendente relleno arqueológico. Dedicados al acopio y almacenamiento de grano, como lo revelaría el estudio de las UEs correspondientes que nos han permitido interpretar la naturaleza cultural agrícola y comunal de sus pobladores (Álvarez Alonso y Andrés Herrero, 2009). Se encontraron un total de 13, encuadrando el periodo cronocultural del yacimiento, entre los momentos finales del neolítico y los inicios del calcolítico, reforzando esta hipótesis, la aparición de fragmentos de cerámica realizada a mano, algunos, con impresiones de cestería y varios mamelones.

Cabe destacar uno de los silos, en donde aparece un nivel de limpieza del abandono de la cabaña, así como otros cuyo contenido revela tanto la presencia de animales domésticos (vaca, caballo) como fauna cazada (ciervo) y, lo más interesante, una variada presencia de carnívoros, tanto félidos como cánidos. Algunos silos, superpuestos al horizonte calcolítico, contenían numerosos restos humanos. La presencia de estos restos, delata un uso funerario posterior, ya en una fase avanzada de la Edad del Bronce. Igualmente, se han constatado vaciados de alguno de estos silos, que posteriormente han sido rellenados con materiales ibéricos, a modo de depósito votivo. En otras ocasiones, el material ibérico ha sido documentado superpuesto al horizonte funerario del bronce y a los restos calcolíticos, evidenciando una interesante secuencia de reutilización del espacio a lo largo de la prehistoria reciente, pasando del hábitat a la reconversión en espacio simbólico-funerario.

De este modo, la secuencia cronocultural de Casa Noguera de Archivel nos indica, no sólo la importancia del espacio ocupado, sino también su

profusa utilización a lo largo del tiempo desde el Neolítico. Esto se debe fundamentalmente a las características geográficas y geológicas del entorno, situado en una importante vía de comunicación natural, favorecido por la amplitud de la gran planicie y su ubicación al pie de los escarpes montañosos, en los que encontramos abundantes manantiales y fuentes de agua dulce, que condicionan la ocupación de este espacio.

CONCLUSIONES

Una vez constatadas y confirmadas las óptimas posibilidades que tiene este espacio para que se pueda desarrollar un hábitat humano, en el que se combinen las actividades agropecuarias con la caza y la recolección, en un segundo plano, debemos incidir en la gran continuidad que existe en el hábitat humano en Archivel. Esta circunstancia, nos está indicando seguramente, la evolución del hábitat de las poblaciones humanas allí radicadas, antes que pensar en fenómenos migratorios o de trasvase poblacional.

En este lugar está confirmada la presencia de una población agrícola, de carácter posiblemente itinerante a los pies del Cerro de las Fuentes, a lo largo del borde sur de la planicie. Este poblamiento ha sido datado en un momento avanzado del Neolítico o Calcolítico inicial, en una cronología avanzada de este proceso, en el horizonte denominado Campaniforme. Posteriormente, estas gentes deciden subirse al Cerro, e instalar allí su hábitat. Eso no implica el abandono total de la zona baja, ya que en Casa Noguera se atestiguan, aunque de forma escasa, restos de este horizonte campaniforme. Con el transcurso del tiempo, durante la Edad del Bronce, el hábitat se va afianzando en las zonas elevadas del entorno; en un momento avanzado de este proceso, el espacio de Casa Noguera pasa a tener un fin funerario (Brotóns, 2004, Álvarez Alonso y Andrés Herrero, 2009).

La existencia de depósitos votivos o rituales en época ibérica, superpuestos al anterior uso funerario del bronce, así como el uso de este mismo espacio en una época ya romana para realizar inhumaciones, verifica la continuidad de una población humana, que no abandona el entorno de Archivel y que mantiene el uso simbólico, ritual y funerario de este lugar, variando y adaptando los rituales a la mentalidad del momento, desde la Edad del Bronce hasta la época romana.

No podemos asegurar que la población local se haya mantenido a lo largo de la Prehistoria reciente, pero el uso continuado de este espacio con una misma finalidad, deja patente la pervivencia de ciertos patrones espaciales y conceptuales en los habitantes de este enclave, algo que difícilmente podría ocurrir de producirse un cambio poblacional sustancial. Los análisis sobre los restos humanos, confirmarán o desmentirán la vinculación existente entre la población de la Edad del Bronce y la calcolítica, ya que en el entorno de Caravaca existen importantes necrópolis de esta época con las que establecer un punto de análisis para este estudio.

Referencias bibliográficas

Álvarez *Alonso*, D. & Andrés Herrero, M. de (2009). Intervención arqueológica en yacimiento de Casa Noguera (Archivel, Caravaca de la Cruz, Murcia). *Espacio Tiempo y Forma. Serie I, Nueva época. Prehistoria y Arqueología,* 2, 119-A

Brotons Yagüe, F. (2004).El poblado calcolítico de Casa Noguera de Archivel. Excavaciones urgentes durante 1997 en Lacalle Reyes – calle Casa Noguera. *Memorias de* Arqueología, 12, 1997, 215-234.

García Blánquez, L. & Martínez Sánchez, C. (2004). Intervención arqueológica en Casa Noguera (Archivel, Caravaca de la Cruz). *Memorias de Arqueología,* 12, 1997, 20-21.

Ramo Jiménez, A. del & Guillén Mondéjar, F. (2009). Historia geológica de la Región de Murcia. *Eubacteria*, 23, 1-18.

LOCALIZACIONES PALEOLÍTICAS EN LAS TERRAZAS DEL CURSO BAJO DEL GENIL (PALMA DEL RÍO, CÓRDOBA).

F. A. Araque Aranda (1), J.A. Caro Gómez (2)

(1) IES Francisco de los Ríos, Avenida de Juan Carlos I, s/n, 14520-Fernán Núñez, Córdoba. pfaraque@iesfranciscodelosrios.es
(2) Área de Prehistoria, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Córdoba, Plaza del Cardenal Salazar, 3. 14071-Córdoba. jacaro@uco.es

Abstract (Paleolithic carving in the terraces of the lower stretch of the Genil River). *The archaeological field survey carried out in the confluence of the Genil and Guadalquivir Rivers has revealed a set of sites with Paleolithic materials localized at the surface and in stratigraphic context. The four collections that we are presenting were collected at the surface level in the same geomorphic context and all within a very short distance from each other. In that same context similar lithic material was gathered in various stratigraphic profiles. The patent homogeneity of the morpho-typological features of the production ascribes the four sets to a single cultural facies, an indeterminate Middle Paleolithic one of a fluvial environment.*

Palabras clave: terraza aluvial, confluencia Genil-Guadalquivir, industria lítica, Paleolítico Medio
Key words*: fluvial terrace, confluence of the Genil and the Guadalquivir Rivers, lithic production, Middle Paleolithic*

INTRODUCCIÓN

El río Genil es el principal tributario del Guadalquivir por su margen izquierda. Con 358 km de recorrido y una cuenca de 4537 km^2, nace en la Penibética granadina para confluir con el Guadalquivir en el término de Palma del Río, provincia de Córdoba. Su curso bajo discurre por las suaves ondulaciones de las campiñas sevillana y cordobesa, configurando una red de terrazas que se sitúan morfotopográficamente por debajo de las del Guadalquivir. Los seis niveles que se distinguen en este tramo se agrupan en terrazas superiores e inferiores, que van desde la TG1 (+120 m), la más alta, a la TG6 (6-11 m), la más baja. Sobre la secuencia de estas terrazas encontramos coluviones rojos y acumulaciones superficiales de cantos procedentes del desmantelamiento de las terrazas del Guadalquivir. (Baena y Díaz del Olmo, 1995).

La cronología relativa de esta secuencia quedó establecida hace unos años por el Departamento de Geografía Física del Facultad de Geografía e Historia de la Universidad de Sevilla (Baena, 1993; Baena y Díaz del Olmo, 1994). Tomando como punto de partida la magnetoestratigrafía general MPTS elaborada para el Guadalquivir, sabemos que el río Genil discurre por este tramo con posterioridad al tránsito Matuyama/Bruhnes (Pleistoceno Inferior-Medio). Este dato se concreta por la correspondencia en altura de las de las terrazas inferiores del bajo Genil (TG5 y TG6) con la última terraza media (T12) y la única baja (T13) del Guadalquivir en la confluencia de ambos ríos. La superposición de la TG5 sobre la T12 se ha documentado estratigráficamente en un perfil analizado en el *Corte de El Rincón*, cerca de Palma del Río. La configuración paralela de ambos valles indica una formación cronológica semejante, que según la cronosecuencia MPTS es posterior al evento Biwa 1 (<180.000 B.P.).

INDUSTRIA LÍTICA

Los materiales líticos presentados en este trabajo son fruto de la prospección sistemática llevada a cabo en la comarca del *Guadalgenil*, localismo empleado en Palma del Río para denominar la confluencia Genil-Guadalquivir. Son cuatro colecciones de superficie, *El Rincón*, la *Zona Baja de La Barqueta*, *Malpica II* y *Malpica III*, relacionadas morfotecnológicamente con la industria recogida en, al menos, dos perfiles estratigráficos, el *Corte de La Barqueta* y el *Corte de El Rincón*, analizados con detalle en un trabajo anterior, (Baena y Díaz del Olmo, 1995).

Las cuatro localizaciones superficiales se sitúan muy cerca entre sí, unos kilómetros antes de llegar a Palma del Río por la carretera A-453 que desde Écija une ambas localidades (Fig. 1). Los materiales líticos aparecen muy concentrados, repartidos por las suaves pendientes que las terrazas del Genil han formado al encajarse perpendicularmente sobre las plataformas aluviales del Guadalquivir, y en relación también con los marcados meandros que el río forma en su curso bajo.

Desde el punto de vista geomorfológico, las cuatro localizaciones aparecen sobre pequeños retazos de la TG5, a una altura que, en relación con el actual lecho de agua, oscila entre los +14 y +16 m. Aunque ignoramos el origen exacto de las piezas, todo hace pensar que se encuentran relacionadas de manera muy directa con los tramos finales del propio proceso sedimentario de la terraza, a pesar de no conocer los factores que han intervenido en su afloramiento a la superficie —la acción antrópica ha podido jugar aquí un importante papel (Díez, 2010)—. En algún caso concreto, parece ser que los aportes de dicho nivel se han mezclado con los depósitos procedentes del desmantelamiento de plataformas superiores, sean del Guadalquivir o del mismo Genil, en clara correspondencia con la formación de coluviones negros.

La correlación de los atributos morfotipológicos de la industria lítica de las cuatro colecciones resulta evidente, sobre todo, si de manera global, los comparamos con la caracterización de otros conjuntos

de superficie aparecidos en las terrazas medias del Guadalquivir en la misma comarca (Fig. 2).

El sílex sustituye a la cuarcita como materia prima fundamental en la talla. Sus porcentajes rondan el 85%, excepción hecha de *Malpica III* que se sitúa unos diez puntos por debajo de esta cifra. La inmensa mayoría de las piezas se conservan muy frescas, con sus aristas, frontales y sagital, perfectamente delimitadas. La pátina, por el contrario, es muy intensa, producto de un proceso de desilificación que ha modificado por completo el aspecto original del sílex, no sabemos si como resultado de su exposición a la intemperie. Las principales consecuencias de este proceso son el cambio en la coloración natural de la roca, que adquiere unos tonos blancuzcos y amarillentos, y la pérdida de buena parte de su consistencia, lo que provoca la aparición de pequeñas roturas naturales que tienden a confundirse con el retoque intencional.

reduce considerablemente, con valores estadísticos, primero, muy por debajo de los constatados en las colecciones recogidas en las terrazas medias del Guadalquivir, y segundo, extremadamente similares entre sí (las lascas en cuarcita se encuentran, por término medio, varios milímetros por encima de las de sílex).

Aunque las raederas y muescas destacan porcentualmente en el lote de los útiles sobre lasca, no es ese dato, por sí solo, el más significativo en este subgrupo tipológico. La técnica levallois, en cualquiera de las cuatro colecciones, alcanza, unos índices elevados, y lo que es más importante, con la identificación ya no solamente de lascas, sino también de puntas y láminas obtenidas con este procedimiento de talla. De manera paralela, observamos una diversificación en el resto de las formas, detalle que se aprecia tanto en el aumento de los tipos que en otras colecciones de la comarca se habían detectado de un modo aislado (raspadores,

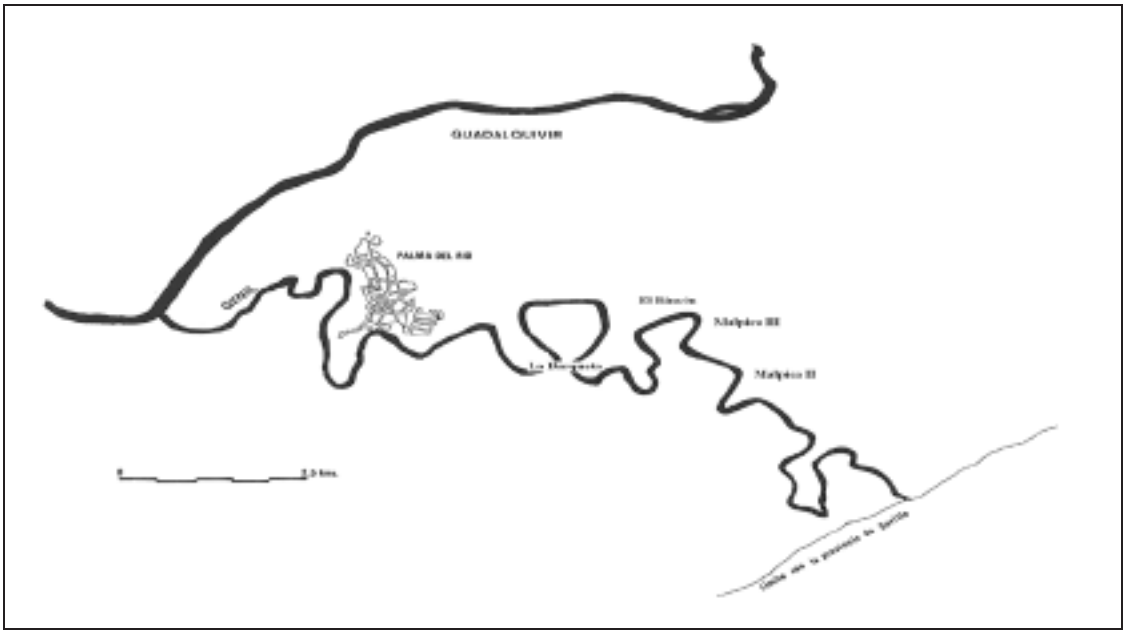


Fig. 1: Mapa de localización de los sitios arqueológicos en el entorno de Palma del Río (Córdoba).

Ni los cantos tallados por un lado, ni los bifaces, hendedores y triedros por otro, cuentan con representatividad significativa en el reparto porcentual de los cinco grupos tipológicos, con índices por debajo del 0,5%. Sus elementos, cuando aparecen, generalmente se encuentran tallados en cuarcita, rompiendo además con la mayor parte de los caracteres morfológicos que distinguen a los otros grupos.

La industria de lascado es muy homogénea en las cuatro colecciones: porcentajes muy parejos en la distribución de lascas simples, retocadas y útiles sobre lasca, disminuyendo progresivamente conforme pasamos de una serie a otra; amplio dominio de los índices correspondientes a los soportes ordinarios, que se imponen de manera muy destacada a las modalidades de descortezado y semidescortezado; los talones lisos superan los números de los corticales, al mismo tiempo que diedros y facetados cuentan con una amplia representación; el formato de las lascas se

útiles compuestos) como en la aparición de otras formas nuevas (truncaduras, *raclettoides*, *buriloides*, etc). Las raederas y cuchillos de dorso presentan una elaboración muy cuidada, con el empleo en más de una ocasión del retoque plano.

En el grupo de los núcleos también se contemplan importantes novedades (Santonja, 1984-85). De manera genérica, indicar que las piezas con extracciones multidireccionales (grupos 1 y 2), experimentan una acentuada subida en sus porcentajes, similar a la que sufren los núcleos con levantamientos muy planos y totalmente centrípetos en el anverso y preparación marginal y muy abrupta en el reverso (grupo 6), destacando entre estos últimos los denominados *discoides*. A este análisis hay que añadir cuatro datos más: la casi desaparición de los elementos con talla bifacial alternativa (grupos 5 y 7), el ascenso de la técnica levallois (paralelo al de las lascas del mismo tipo), el descubrimiento de dos nuevas técnicas de talla —incluidas en el grupo 10—, y el aumento de los núcleos agotados.

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

La uniformidad morfológica, tecnológica y tipológica de la industria, los porcentajes afines de sílex como materia prima fundamental, una posición geomorfológica idéntica y la cercanía de las localizaciones entre sí, le dan un valor de conjunto a las cuatro colecciones, que pueden ser entendidas como una misma forma de manifestación humana, en un mismo momento cronológico y en una situación geográfica similar.

Sí podemos afirmar, sin embargo, que con el encajamiento del Genil sobre las terrazas medias del Guadalquivir el ser humano va a tener acceso a enormes aportes de sílex procedentes de los sistemas Béticos. Los elevados porcentajes con que dicha materia prima aparece en las colecciones de las terrazas del bajo Genil, muy por encima de la cuarcita, rara vez se encuentran en otros ámbitos geomorfológicos de las plataformas aluviales del Guadalquivir, en las que, en diferentes niveles de terraza, encontramos colecciones técnica y tipológicamente similares, pero talladas en cuarcita en mayor proporción (Fernández, 2000; Caro et al., 2004; Caro, 2006; Fernández, 2007; Caro et al., 2011). Nosotros mismos, en la prospección sistemática llevada a cabo en el *Guadalgenil*, hemos localizado y recogido varias colecciones líticas, hasta ahora inéditas, en las terrazas medias del Guadalquivir que confirman esta circunstancia (*Las Mechas* sobre la superficie de la T11 y *Mendoza II* y *Guzmán* sobre la T9).

	CC.TT.	Bif. Hend. Trie.	Lascas	Núcleos	Varios	Totales
El Rincón	2 (0,23%)	1 (0,11%)	589 (66,11%)	181 (20,31%)	118 (13,24%)	891
La Barqueta	7 (1,27%)	2 (0,36%)	332 (60,25%)	104 (18,87%)	106 (19,23%	551
Malpica II	1 (0,11%)	1 (0,11%)	552 (61,75%)	233 (26,06%)	107 (11,97%)	894
Malpica III	----	----	257 (59,91%)	133 (31%)	39 (9,09%)	429

Fig. 2: Datos de la industria lítica: número y porcentaje de los grupos técnicos.

Defendemos el carácter apenas desplazado de los materiales precisamente por este valor de conjunto, idea que se ve reforzada por la ausencia de rodamiento en la industria lítica y los límites espaciales bien definidos de las cuatro localizaciones. Aun así, no descartamos una ligera contaminación en las series al tratarse de materiales recogidos en superficie.

El análisis detallado de los perfiles de los cortes de *La Barqueta y El Rincón* (Baena y Díaz del Olmo, 1995) ha permitido relacionar los materiales de las cuatro colecciones de superficie con la industria aparecida en conexión estratigráfica. Los niveles de sus secuencias que se identifican como parte de la TG5 se encuentran constituidos por barras laterales de meandro, de menor energía, con una matriz arenosa de tonos más rojizos, y en las que, en medios selectivos, los depósitos litológicos provienen tanto del Zócalo como del Subbético. Las características de los materiales recogidos en esos niveles se asemejan en sus principales rasgos a los identificados en las cuatro colecciones de superficie: el sílex como materia prima casi exclusiva; ausencia de rodamiento y pátina intensa en aquella cara de las piezas que queda expuesta a la intemperie; desaparición de la industria macrolítica; disminución considerable del formato de las lascas, al mismo tiempo que reducen la presencia de corteza en sus anversos y diversifican los tipos de talón y sus formas tipológicas, además de cierta tendencia laminar en algunos ejemplares.

Entendemos que, al tratarse de materiales de superficie, determinadas cuestiones son difíciles de establecer. Forman parte del ámbito de las conjeturas, pues no existen testimonios que nos permitan su confirmación o rechazo, supuestos tales como la situación primaria de las localizaciones, la evolución en el tiempo de las superficies donde fueron recogidos los materiales o si hubo o no traslado de la industria lítica.

Creemos, por último, que la industria lítica recogida en las superficies de *El Rincón*, la *Zona Baja* de *La Barqueta*, *Malpica II* y *Malpica III*, puede ayudar al conocimiento de los momentos finales de la secuencia general del Paleolítico Antiguo en el valle del Guadalquivir. Formaría parte de ese Paleolítico Medio indeterminado, no clásico, de ambiente fluvial, que desde la década de los 90 se recoge en la bibliografía (Vallespí, 1989; Vallespí, 2000; Vallespí et al., 2002; Vallespí, 2006; Vallespí et al., 2007), y del que se documentan abundantes testimonios, sobre todo en la provincia de Sevilla, como el recientemente excavado Tarazona III (Caro et al. 2011).

Referencias bibliográficas

Baena, R. (1993). *Evolución Cuaternaria (3 M.a.) de la Depresión del Medio-Bajo Guadalquivir y sus Márgenes (Córdoba y Sevilla)*. Tesis Doctoral. Facultad de Geografía e Historia de Sevilla. Inédita.

Baena, R. y Araque, F. (1994). Evolución cuaternaria del río Genil: valoración geomorfológica y problemática de las localizaciones paleolíticas en conexión de su Tramo Bajo (Córdoba). *XV Reunión Nacional de Paleolitistas*. Cuaderno de Campo.

Baena, R. y Díaz del Olmo, F. (1994). Cuaternario aluvial de la depresión del Guadalquivir: episodios geomorfológicos y cronología paleomagnética. *Geogaceta,* 15, 102-103.

Baena, R. y Díaz del Olmo, F. (1995). Confluencia Genil-Guadalquivir (Córdoba) Cuaternario fluvial y localizaciones del Paleolítico. *Geogaceta*, 18, 97-100.

Caro, J.A. (2006). Yacimientos e industrias achelenses en las terrazas fluviales de la Depresión del Bajo

Guadalquivir (Andalucía, España). Secuencia estratigráfica, caracterización tecnocultural y cronología. *Carel*, año IV, 4, 1423-1605.

Caro, J.A.; Díaz del Olmo, F.; Rísquez, J. (2004). Las industrias paleolíticas del yacimiento de Tarazona (La Rinconada, Sevilla): Achelense y Musteriense clásico en las Terrazas Medias del Guadalquivir. *Actas de la XI Reunión Nacional de Cuaternario*, 175-182.

Caro, J.A., Díaz del Olmo, F., Cámara, R., Recio, J.M., Borja, C. (2011). Geoarchaeological alluvial terrace system in Tarazona: Chronostratigraphical transition of Mode 2 to Mode 3 during the Middle-Upper Pleistocene in the Guadalquivir River valley (Seville, Spain)", *Quaternary International*, 243, 143-160.

Díez Martín, F. (2010). El arado y los yacimientos paleolíticos. Una década de investigación sobre el efecto del laboreo en los páramos del Duero, *Complutum*, 21, 1, 45-68.

Fernández, J.J. (2000). El Paleolítico Medio de medios fluviales: yacimientos en superficie de la cuenca del Corbones, afluente del Guadalquivir. *Spal 9*, 225-244.

Fernández, J.J. (2007). Las industrias líticas paleolíticas del Bajo Guadalquivir: Río Corbones. *Carel*, año V, 5, 1985-2147.

Vallespí, E. (1989). Paleolítico Medio indeterminado de aspecto postachelense, en ámbitos fluviales del Sur y Centro de la Península Ibérica, *Velia*, 6, 7-20.

Vallespí, E. (2000). Comentario al Paleolítico Inferior Ibérico: continuidad, etapas y perduraciones del proceso tecnocultural. *Spal 8*, 39-46.

Vallespí, E. (2006). El Bajo Guadalquivir en los comienzos de su historia. Investigaciones del proyecto 1985-1993 y tesis doctorales de 1993, 98 y 99 (nota informativa). *Carel*, año IV, 4, 1410-1422

Vallespí, E.; Fernández, J.J.; Caro, J.A. (2002). La Secuencia Paleolítica de la Depresión Bética Inferior: valles del Guadalquivir y Guadalete. *Actas del III Congreso de Historia de Andalucía de Córdoba*, abril, 2001. Prehistoria, 443-446.

Vallespí, E.; Fernández, J.J.; Caro, J.A. (2007). Las claves secuenciales del Paleolítico Inferior de Andalucía. *Caesaraugusta* 78, 69-72.

AVANCE DEL ESTUDIO GEOARQUEOLÓGICO DE LA CUENCA BAJA DEL RÍO MIÑO (PONTEVEDRA, ESPAÑA)

E. Méndez-Quintas (1), M. Santonja (2), A. Pérez-González (2), M. Duval (2).

(1) IEM (Instituto de Estudos Miñoranos). Rúa do Castelo 29. 36379, Nigrán Pontevedra. eduardo.mendez@minhor.org
(2). CENIEH (Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana). Paseo Sierra de Atapuerca s/n, 09002 Burgos.

Abstract: Geoarchaeological study advance of Miño river lower basin (Pontevedra, Spain). *Recent geoarchaeological studies being developed in Miño river lower basin (Pontevedra, Spain) have led to the identification of numerous evidence of human occupation during the Middle Pleistocene. Among the the most important two sites namely O Cabrón and Porto Maior, have been specifically excavated in recent years. These keus sites show multiple episodes of occupation that have mostly delivered an abundant Acheulean lithic technology, and definitely contribute to fill the existing gap in our knowledge of the first hominids in this region.*

Palabras clave: Terrazas del Miño, Paleolítico antiguo, Arqueología espacial, Pleistoceno Medio.
Key words*: Miño terraces, Lower Paleolithic, Spatial archaeology, Middle Pleistocene.*

INTRODUCCIÓN

La cuenca baja del río Miño ha sido, desde mediados del S.XX, la zona que ha focalizado las escasas investigaciones sobre las primeras etapas del poblamiento humano en la región. Al margen de la honrosa, y siempre omnipresente, excavación de E. Aguirre en el controvertido yacimiento de Gándaras de Budiño (Aguirre, 1964; Méndez-Quintas, 2007), estos trabajos han tenido un desarrollo limitado, centrados en escasas localizaciones de materiales líticos, y con una desconexión total en el análisis de los depósitos geológicos que las albergaban (Méndez-Quintas, 2008).

A finales de la década de los 90 se desarrollaron las primeras investigaciones multidisciplinares, donde se intentaba relacionar los diferentes conjuntos industriales con sus respectivos contextos geoestratigráficos (Cano Pan *et al.*, 1999; Cano Pan *et al.*, 1997). De esta manera, debemos a estas investigaciones la primera secuenciación regional moderna de la ocupación humana durante el Pleistoceno, si bien existen diferentes aspectos que necesitan ser contrastados (Méndez-Quintas, 2008).

En la actualidad se está desarrollando un nuevo

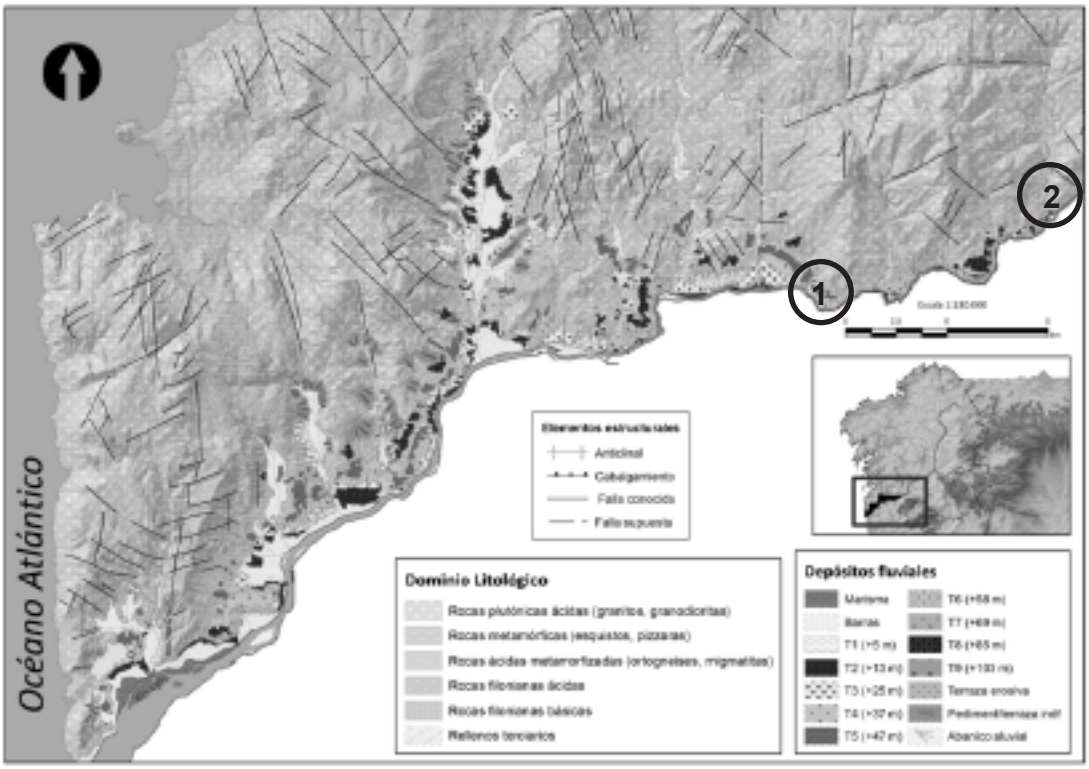


Fig. 1: Mapa geomorfológico preliminar de la zona de trabajo con los yacimientos de Porto Maior (1) y o Cabrón (2) indicados.

programa de investigación centrado en la cartografía y definición geomorfológica del sistema de terrazas y depósitos asociados; análisis y caracterización estratigráfica de las diferentes unidades geológicas; identificación de vestigios de ocupación humana asociados a estos depósitos; sondeo y excavación de los yacimientos arqueológicos de mayor interés y la obtención de dataciones numéricas Resonancia Paramagnética Electrónica (ESR) sobre granos de cuarzo sedimentarios blanqueados ópticamente.

Dado el estado de estas investigaciones únicamente podemos presentar una aproximación muy preliminar a sus resultados, pero a pesar de esto, todo indica la existencia de una importante ocupación humana de tecnología achelense, que se extendería a lo largo de buena parte del Pleistoceno Medio, y que tendría en los yacimiento de O Cabrón y Porto Maior algunos de sus mejores exponentes conocidos.

EL SISTEMA DE TERRAZAS DEL RÍO MIÑO

El sistema de terrazas del río Miño ha recibido cierta la atención por parte de los investigadores de una y otra orilla del río, pero casi siempre desde una óptica esencialmente geológica y sin conexión alguna con los vestigios líticos asociados a sus depósitos. Aunque los trabajos en marcha se centran en el lado gallego del río, las conclusiones son totalmente extrapolables a la orilla portuguesa.

Litológicamente el río Miño, en la zona estudiada, atraviesa basamentos paleozoicos, compuestos esencialmente por diferentes tipos de rocas plutónicas ácidas (granitos y granodioritas esencialmente). Hacia su desembocadura el río erosiona un conjunto de metasedimentos, también paleozoicos, compuestos básicamente por esquistos y pizarras. Ambos tipos de substratos, dado su resistencia a la erosión, provoca que, en la mayor parte de la zona estudiada, el río presente un valle angosto y profundo. Solo en la confluencia con alguno de sus afluentes más importantes (río Cereixo, Louro o Tea) la preexistencia de sedimentos blandos como arcillas y arenas de cronología terciaria, permite el desarrollo de valles más amplios con un mejor desarrollo de los niveles fluviales (Fig. 1).

Estratigráficamente las terrazas identificadas se corresponden con potentes acumulaciones de cantos heterométricos, soportados en matriz limo arenosa, de litología cuarcítica, sobre los que se suelen desarrollar importantes niveles de limos arenosos propios de facies de llanura de inundación ("overbank"). Estos suelen soportar procesos pedogenéticos de importancia y tienden a estar recubiertos por depósitos de origen lateral, y por lo tanto posteriores (Fig. 2).

En las investigaciones precedentes hay cierta variedad de opiniones con respecto al número y a la altimetría de las terrazas fluviales presentes en la zona (Butzer, 1967; Cano Pan *et al.*, 1997; Lautensach, 1945; Nonn, 1966; Teixeira, 1952; Viveen *et al.*, 2012). Los trabajos en curso parecen refrendar las conclusiones de algunos de ellos (Cano Pan *et al.*, 1997; Teixeira, 1952), que atendieron a definir 9 niveles de terrazas diferentes con una altimetría comprendida entre los +5 m y los +100 m sobre el curso actual del río. Así mismo, salvo excepciones puntuales, en ninguno de los trabajos precedentes se han identificado otras formas fluviales presentes en la zona, y de importancia, tales como terrazas erosivas y abanicos aluviales, los cuales suelen fosilizar terrazas fluviales más antiguas.

Si la propia identificación de los niveles de terraza ha sido complicada, la atribución cronológica de las mismas también ha suscitado diferentes opiniones. La inexistencia de fauna, la nula consideración de los conjuntos líticos y la ausencia, hasta fechas muy recientes, de dataciones absolutas ha dejado su atribución cronológica a una eventual relación con los ciclos glaciar/interglaciar de la propuesta cronológica alpina (Butzer, 1967; Lautensach, 1945; Nonn, 1966). Los datos numéricos procedentes de dataciones por Luminiscencia ópticamente estimulada (OSL), y de Nucleidos Cosmogénicos ^{10}Be son, de momento bastante, esclarecedores (Viveen *et al.*, 2012). En base a esto las terrazas con costas superiores a +60 m tendrían cronologías del Pleistoceno Inferior (>780 ka). La terraza de +53 m tendría una cronología que excedería los 650 ka, mientras que las de alrededor de +40 m se situarían en torno a los 560 ka. Para la terraza de +30-32 m, se dispone de fechas del orden de 450 ka. Por último las terraza de +16 m tendría cronologías algo superiores a los 120 ka (Viveen *et al.*, 2012). En la actualidad, el programa de dataciones ESR sobre cuarzo sedimentario que se está desarrollando en el CENIEH (Burgos), permitirá completar estas cronologías.

Fig. 2: Aspecto de la terraza de +25 m con un desarrollo superior a los 10 de espesor.

LA OCUPACIÓN HUMANA

En lo que respecta a la ocupación humana, y como ya se indicó, los trabajos previos presentaban un escenario similar al documentado en otras regiones del sur de Europa, con industrias de núcleos y lascas interpretadas como olduvayenses o "Modo 1" en las terrazas altas, con cotas superiores a los +50 m (Cano Pan *et al.*, 1999; Cano Pan *et al.*, 1997). Ya se apuntaron serias reservas hacia estas industrias, tanto en su factura antrópica, como en su contexto estratigráfico (Méndez-Quintas, 2008), dudas que no hacen más que acentuarse a tenor de las últimas novedades (Villar Quinteiro, 2012).

En las terrazas inmediatamente inferiores, con cotas comprendidas entre los +42 m y los +19 m existiría una constante presencia de yacimientos con industrias de tecnología achelense. Estos estarían dentro de los límites del Pleistoceno Medio y entre los yacimientos más característicos estaría el ya clásico de Gándaras de Budiño (Cano Pan *et al.*, 1999; Cano Pan *et al.*, 1997). Ya dentro del grupo de terrazas inferiores, con cotas comprendidas en torno a los +19 m y los +10 m, tendríamos conjuntos de materiales que podrían relacionarse con las industrias de tipo Paleolítico Medio, dentro ya de los límites de Pleistoceno Superior (Cano Pan *et al.*, 1999; Cano Pan *et al.*, 1997).

Los trabajos que se están desarrollando en la actualidad presentan un escenario parcialmente similar al descrito, si bien existen importantes diferencias. Hasta este momento no se han podido documentar muestras inequívocas de industria lítica en relación a niveles fluviales en terrazas con cotas superiores +50 m. Sí existen muestras significativas de materiales líticos de cronología pleistocena (materiales claramente achelense y otros de núcleos y lascas más propias de industrias tipo Paleolítico Medio) en depósitos asentados sobre terrazas de este orden altimétrico, y por lo tanto sensiblemente más recientes que la edad relativa que indica la terraza. Las primeras colecciones importantes de industria aparecen en las terrazas de +31-32 m, las cuales no muestran, de momento, características inequívocamente achelenses, tratándose esencialmente de conjuntos de núcleos y lascas. En las terrazas inmediatamente inferiores, en cotas comprendidas entre los +25 m y +13 m, tenemos abundantes colecciones con materiales de tecnología achelense, distribuidas casi sin vacíos a lo largo de toda la zona estudiada y asociados a niveles fluviales con facies de baja energía. En las terrazas más bajas, la inexistencia de perfiles accesibles impide la identificación de colecciones representativas, si bien su posición geomorfológica ya indicaría momentos tardíos, dentro de los límites de Pleistoceno Superior.

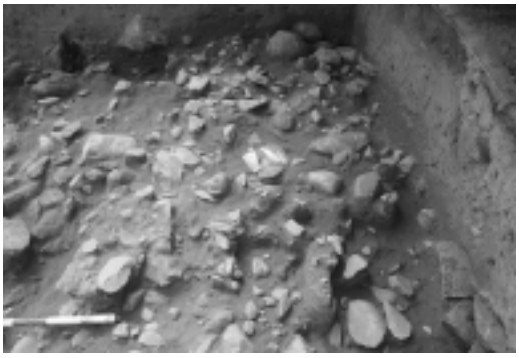


Fig. 3: Detalle de uno de los niveles con industria del yacimiento de O Cabrón.

En los últimos tres años se han desarrollado acciones de sondeo y excavación en área en dos de estos yacimientos: O Cabrón y Porto Maior. El yacimiento de O Cabrón (Arbo) es el que mejor conocemos a través de las tres campañas de excavación realizadas con la inestimable colaboración del concello de Arbo. Se sitúa en un valle actualmente colgado sobre el río Miño y presenta una secuencia de niveles limo-arenosos depositados en un paleo cauce, en los cuales se han identificado dos niveles de ocupación que, aunque no contienen fauna, presentan concentraciones de industria que pueden llegar hasta 200 piezas por m^2, densidad muy elevada para una localidad al aíre libre (Fig. 3). El medio sedimentario de baja energía, la distribución, los abundantes remontajes y el estado de conservación que muestran los materiales, indican que se encuentran fundamentalmente en posición primaria y que la energía del medio no ha sido suficiente para desplazarlos de forma significativa. En los poco más de 30 m^2 excavados se han recuperado más de 3000 piezas, realizadas sobre cantos de cuarcita y cuarzo que fueron introducidos deliberadamente en el yacimiento desde las orillas del Miño, que circulaba entonces a a una distancia menor que la actual por debajo del yacimiento. La industria tiene un marcado carácter achelense, con abundantes bifaces, hendedores y triedros frecuentemente muy equilibrados desde los puntos de vista formal y técnico.

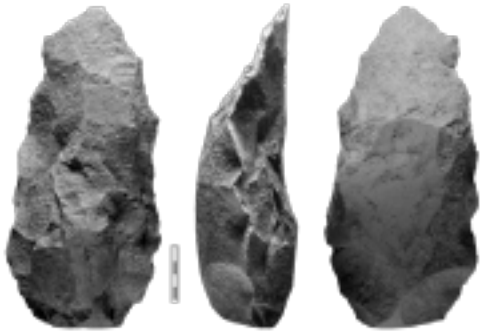


Fig. 4: Bifaz de filo transversal sobre canto del nivel de ocupación principal de Porto Maior

El yacimiento de Porto Maior (As Neves) se conocía ya desde hace algunos años, si bien hasta ahora no se habían podido desarrollar trabajos de excavación (Méndez-Quintas *et al.*, 2006; Pérez-González *et al.*, 2009). Presenta una potente secuencia fluvial de más de 7 m de espesor, relacionada con la terraza de +31-32 m del río Miño, sobre la cual se disponen otros depósitos de origen lateral. Han podido identificarse cuatro niveles con industria lítica achelense que corresponden a diferentes ambientes sedimentarios, uno de ellos al menos claramente en posición primaria. Este nivel presenta una inusitada concentración industrial, con bifaces, hendedores y triedros de cuarcita, completos y fracturados, abandonados después de su uso en este mismo espacio. Se trata además de piezas con dimensiones poco habituales, con valores próximos o superiores a los 20 cm (Fig. 4). Todas estas circunstancias dan a este yacimiento un carácter singular en el contexto europeo, remitiéndonos a modelos africanos caracterizados por las grandes acumulaciones de macroutillaje.

CONCLUSIONES

La cuenca baja del río Miño se perfila como una zona de interés a la hora de caracterizar cronológica y tecnológicamente las diferentes ocupaciones humanas ocurridas durante el Pleistoceno en el

occidente peninsular. Las investigaciones geoarqueológicas en curso permitirán tener en el futuro una visión más ajustada de las características de estas ocupaciones.

En la actualidad se puede asegurar que muestras más sólidas de presencia humana se encontrarían asociadas a los depósitos de la terraza +31-32 m, cuya cronología podría situarse por encima 450 ka, en base a las dataciones disponibles (Viveen *et al.*, 2012), pero cuya filiación cronocultural está por dilucidar. Esto no excluye que en el futuro se llegue a identificar yacimientos de mayor antigüedad, como los que se conocen en otros puntos de la Península Ibérica (Santonja & Pérez-González, 2010).

Posteriormente, en las terrazas inferiores tenemos intensísimas muestras de presencia del tecnocomplejo achelense, de los cuales encontramos enclaves paradigmáticos en los yacimientos de O Cabrón y Porto Maior. La posición geomorfológica de estos yacimientos, y probablemente su cronología, es semejante a la descrita para los grandes cursos atlánticos ibéricos, dentro de la segunda mitad del Pleistoceno Medio (Santonja & Pérez-González, 2010; Santonja & Villa, 2006).

Por último, los conjuntos de tipo Paleolítico Medio están peor representados, aunque hasta el momento parecen circunscribirse a la órbita del Pleistoceno Superior.

Agradecimientos: Los trabajos de excavación en el yacimiento de O Cabrón se realizan gracias a un convenio de colaboración entre el Ayuntamiento de Arbo y el Instituto de Estudios Miñoranos.

Referencias bibliográficas

Aguirre, E., 1964. *Las Gándaras de Budiño Porriño (Pontevedra)*. Excavaciones Arqueologicas en España 31. Dirección General de Bellas Artes. 28 p.

Butzer, K.W., 1967. Geomorphology and Stratigraphy of the Palaeolithic site of Budiño. *Eiszeitalter und Gegenwart, Band 18, Ohringen/Würt, 31-32*, 82-103.

Cano Pan, J.A., Aguirre, E., Giles Pacheco, F., Gracia Prieto, F.J., Santiago Pérez, A., Mata Almonte, E., Gutierrez López, J.M., Aguilera Rodríguez, L., Prieto Reina, O., 1999. Secuencia cronoestratigráfica y poblamiento paleolítico en la cuenca Media-Baja de Río Miño. Sector Tuy (Pontevedra)-Cortegada (Ourense). En: *Avances en el estudio del Cuaternario español (secuencias, indicadores paleambientales y evolución de procesos)*, (Pallí Buxó, L., Roqué i Pau, C. eds.), 231-240.

Cano Pan, J.A., Aguirre, E., Giles Pacheco, F., Gracia Prieto, J., Santiago Pérez, A., Mata Almonte, E., Gutiérrez López, J.M., Díaz Del Olmo, F., Baena Escudero, R., Borja, F., 1997. Evolución del Pleistoceno en la cuenca baja del Miño, sector La Guardia-Tuy. Secuencia de los primeros poblamientos humanos y registro arqueológico. En: *Cuaternario Ibérico*, (Rodríguez Vidal, J. ed.), 201-212.

Lautensach, H., 1945. *Formação dos terraços interglaciários do norte de Portugal e suas relações com os problemas da época glaciária*. Publicações da Sociedade Geológica de Portugal. Sociedade Geológica de Portugal. 44 p.

Méndez-Quintas, E., 2007. El yacimiento achelense de As Gándaras de Budiño. La industria en facies fluviales. *Complutum*, *18*, 27-45.

Méndez-Quintas, E., 2008. Las ocupaciones achelenses de las terrazas medias de la cuenca baja del río Miño. *Gallaecia*, *27*, 7-33.

Méndez-Quintas, E., Villar Quinteiro, R., Santonja, M., Pérez-González, A., Ledo Bernárdez, M., 2006. Valoración preliminar del yacimiento paleolítico de Portomaior, As Neves, Galicia. *Zona Arqueológica*, *7*, *1*, 184-193.

Nonn, H., 1966. *Les Régions Côtières de la Galice (Espagne). Étude géomorphologique*, Faculté de Lettres. Université de Strasbourg. 591 p.^pp.

Pérez-González, A., Ruíz Zapata, B., Valdeolmillos, A., Dorado, M., Villar Quinteiro, R., Millán, A., Beneítez, P., 2009. Nuevos datos del entorno: el yacimiento de Portomaior. As Neves. Pontevedra. En: *Chan do Cereixo (Donas, Gondomar): una actualización del Paleolítico Inferior en Galicia*, (Villar Quinteiro, R. ed.), 111-129.

Santonja, M., Pérez-González, A., 2010. Mid-Pleistocene Acheulean industrial complex in the Iberian Peninsula. *Quaternary International*, *223-224*, 154-161.

Santonja, M., Villa, P., 2006. The Acheulean in Southwestern Europe. En: *Axe Age. Acheulian Tool-making from Quarry to Discard*, (Goren-Inbar, N., Sharon , G. eds.). Equinox Publishers, 429-478.

Teixeira, C., 1952. Os terraços da parte Portugesa do rio Minho. *Comunicações dos servicios geologicos de Portugal*, *XXXIII*, 221-245.

Villar Quinteiro, R., 2012. Primeras ocupaciones humanas en el noroeste peninsular. *Gallaecia*, *31*, 5-16.

Viveen, W., Braucher, R., Bourlès, D., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., van Balen, R.T., Wallinga, J., Fernandez-Mosquera, D., Vidal-Romani, J.R., Sanjurjo-Sanchez, J., 2012. A 0.65Ma chronology and incision rate assessment of the NW Iberian Miño River terraces based on 10Be and luminescence dating. *Global and Planetary Change*, *94-95*, 82-100.

INDUSTRIAS LÍTICAS DE PALEOLÍTICO MEDIO ANTIGUO EN EL YACIMIENTO DE TARAZONA III (LA RINCONADA, SEVILLA).

José Antonio Caro Gómez (1), Fernando Díaz del Olmo (2), Virginia Torres Ramírez (1)

(1) Dpto. Geografía y Ciencias del Territorio, Área de Prehistoria, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Córdoba. Plaza del Cardenal Salazar, 3. 14071-Córdoba. jacaro@uco.es
(2) Dpto. de Geografía Física y AGR, Universidad de Sevilla. C/María de Padilla s/n, 41004-Sevilla. delolmo@us.es

Abstract (Early Middle Palaeolithic lithic industry at the Tarazona III site (La Rinconada, Seville, Spain): *this paper reports on a techno-typological analysis of the lithic industry at the Tarazona III site (La Rinconada, Seville, Spain), on a +44-38 m terrace (T-11) of the Guadalquivir alluvial system. A total of 2,409 pieces were recovered at 5 stratigraphic levels. Results for OSL numerical dating reveal a chronological interval ranging from 129 ky to 104 ky. Techno-typological characterisation of all materials revealed a degree of continuity based on the use of pebbles for the mass extraction of flakes and the shaping of tools; bifacial operational chains were almost totally absent. The evidence points to a non-Levallois industry and notches were the most common tools. Interpretation of the findings suggests that this technolithic complex belongs to a stage of the early Middle Palaeolithic specific to fluvial areas.*

Palabras clave: *Paleolítico medio, Bajo Guadalquivir, Pleistoceno Medio/Superior, industria lítica.*
Key words: *Middle Palaeolithic, lower Guadalquivir, Middle/Upper Pleistocene, lithic industry.*

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

La aparición de numerosos conjuntos líticos por toda Europa, cronológicamente incluidos en la segunda mitad del Pleistoceno Medio, caracterizados por la ausencia (o presencia testimonial) de bifaces, desarrollo considerable de la técnica levallois (no en todos los casos) y con gran cantidad de utensilios sobre lascas difícilmente distinguibles de los asimilados al Paleolítico Medio, han supuesto un replanteamiento total de los supuestos clásicos sobre la distinción básica entre Achelense y Paleolítico Medio.

A ello habría que añadir que la conceptualización general evolutiva de las industrias del Pleistoceno Medio-Pleistoceno Superior, y con ello la supuesta ruptura tecnológica que suponía el paso entre el Paleolítico Inferior (Achelense) y el Paleolítico Medio no se sostiene hoy en día. Las únicas diferencias significativas son las relacionadas con en el cambio de los planteamientos para la captación de materias primas, pasando de estrategias oportunista a otras más planificadas en las que el sílex adquiere una mayor importancia. Los cambios técnicos que requieren los nuevos esquemas operativos conlleva la necesidad de materias primas de mejor calidad y todo ello, a un mejor conocimiento del medio y de sus recursos (Baena Preysler et al., 2008). Proponiéndose en este sentido en el cambio de las preferencias en el tipo de hábitat, de tal forma que se abandonarían los sitios al aire libre próximos a los cursos fluviales para ocupar de forma más constante las cavidades. Sin embargo, como se constata en las terrazas del Guadalquivir, el número de localizaciones en terrazas fluviales atribuidas a este momento final del Pleistoceno Medio es muy elevado, si bien presentan características diferenciadas de los yacimientos en cueva.

Planteamos en este trabajo el estudio tecnotipológico de los conjuntos líticos del yacimiento de Tarazona III, cronológicamente situados al final del Pleistoceno Medio y comienzos del Pleistoceno Superior: Nivel 8/ TARIII-5 (de cronologías 129 ky/121 ky, MIS 5e); Nivel 5/TARIII-4 (entre 110-104 ky); Nivel 3/TARIII-3, Nivel 2/TARIII-2 y Nivel 1/TARIII-1 (<104 ky, post MIS 5c) (Caro et al., 2011).

LOCALIZACIÓN

El ámbito de estudio se concentra geomorfológicamente en la terraza fluvial de Tarazona (T11), inmediatamente al S. de la Urbanización de Tarazona (La Rinconada, Sevilla), formando parte del Mapa Topográfico Nacional hoja nº 985. Se trata de una terraza de gran extensión (140 km2) y continuidad cartográfica, donde se diferencian dos escarpes degradados (T11.1 +44-38 m. y T11.2 +36-30 m.). Todo el conjunto se encuentra ligeramente inclinado hacia el NW (2,73%) y está drenado por los arroyos de La Ranilla y Los Espartales. Geomorfológicamente no aflora el sustrato ni en su interior, ni en los contactos con la terraza inmediatamente superior (T10, Saltillo, +51-40 m.),o la inferior (T12, Jarillas, +28-15 m.), proporcionando un modelo de terraza solapada del Complejo de Terrazas Medias (Ctm) del Guadalquivir (Caro et al., 2011).

MATERIAL Y MÉTODO

Los trabajos arqueológicos se han acometido en dos fases: a) una de prospección de los perfiles estratigráficos delimitados en la zona de cautela, así como de la superficie afectada por el rebaje de la gravera; y b) otra de excavación arqueológica sobre una superficie de 16 m^2, y una profundidad de 1,8 m. (Fig. 1). La extracción de tierra se ha realizado de forma manual con metodología arqueológica, bajando por tallas artificiales de 10 cm. hasta agotar cada uno de los niveles estratigráficos, documentado topográfica y gráficamente las plantas resultantes. También se han coordenado, sobre todo en el nivel 3, gran parte de los restos líticos. Se han dibujado, no solamente los perfiles estratigráficos del sondeo,

sino también las estratigrafías del perímetro total del yacimiento delimitado.

La caracterización tecnológica y tipológica se hace en base a las propuestas de diferentes autores (para una referencia completa véase Caro Gómez, 2006 y Caro et al., 2011).

Fig. 1: Perfil Oeste de la excavación en Tarazona III

DATOS: REGISTRO SEDIMENTARIO E INDUSTRIA LÍTICA.

Se realiza una breve descripción sedimentaria de los niveles estratigráficos con industria lítica (1, 2, 3, 5 y 8), y la caracterización de la misma.

NIVEL 1 (TARIII-1). Depósito de gravas y gravillas con matriz de arenas finas, de color pardo descarbonatado, y límite inferior erosivo. En él se han recuperado 264 artefactos. El conjunto está compuesto por 65 núcleos, 144 lascas simples y 55 utensilios. Se trata de una industria mayoritariamente fresca con aristas muy vivas.

La materia prima fundamental utilizada para su elaboración ha sido la cuarcita (74,3%), arenisca-cuarcítica (18,7), sílex (4,5%) y otras materias (3%).
El conjunto muestra un muy bajo equilibrio técnico entre piezas nodulares y productos de talla, pues tendríamos 2,77 de estos por cada uno de aquellos. Los núcleos mayoritarios son los más simples con pocas extracciones (71,5%). Por su parte, los centrípetos (16%), generalmente con planos de percusión lateral preparados, suelen ofrecer un mayor aprovechamiento. Las dimensiones medias están en consonancia con las medidas realizadas sobre los cantos del depósito, si bien los núcleos con L mayor similar al centilo (121 mm) del depósito obtienen una mayor representatividad dentro de la industria, por lo que cabe suponer una selección intencionada de grandes cantos para la talla. Conjuntamente, las lascas totalmente corticales y las semicorticales son algo más numerosas (58,33%) que las internas (41,67%), sin que se aprecien diferencias en cuanto a las materias primas respectivas, salvo en las de sílex que son casi todas internas.

En cuanto a las relaciones dimensionales podemos decir que se trata en buena medida de lascas, lascas anchas y lascas muy anchas, con correspondencia en los negativos existentes en los núcleos; también algunos restos de talla menores de 1 cm., aunque se echan en falta un mayor número de pequeñas lascas y microlascas, muy probablemente propiciado por el hecho de no haber podido realizar cribados del sedimento. Los talones reconocidos en estas lascas (86), se reparten entre los 68 corticales y los 18 lisos, por lo que los índices de facetado son nulos.

Los 55 utensilios están dominados por muescas y denticulados (40%) y las raederas (18%). Estas últimas suelen estar elaboradas sobre lascas simples, con retoque simple y poco profundo. Los utensilios del grupo paleolítico superior (perforadores y raspadores) son normalmente de carácter atípico, así como los cuchillos de dorso. Finalmente, hemos incluido entre estos utensilios, 4 lascas con retoques o usos marginales. Entre los macroutensilios hay que destacar la existencia de un bifaz muy atípico sin retalla y asimétrico.

NIVEL 2 (TARIII-2). Horizonte negro de carácter vértico, arcillo-limoso, con síntesis de esmectitas, estructura macroprísmática a poliédrica, a techo decapitado, con gravillas flotando de forma dispersa en la matriz, y con incorporación de arenas finas pardas (10YR 6/4). Límite superior neto y con grietas.

A este depósito se asocia un conjunto compuesto por 98 artefactos: 31 núcleos, 52 lascas y 35 utensilios, sin huellas de rodamiento; elaborados mayoritariamente en cuarcita (79%), arenisca-cuarcítica (16%) y otros (3%). La relación entre piezas nodulares y productos de talla es de 2,77 lascas por cada núcleo, lo que supone una discordancia clara con el aprovechamiento elevado y el número de extracciones visible de los núcleos.

Los núcleos mejor representados son los simples de extracciones contiguas (20), seguidos por los centrípetos (6) que junto con los 2 levallois, suponen un porcentaje muy representativo para los núcleos de procesos técnicos más complejos (32%). Tanto uno de los levallois como una de las lascas-núcleo poseen un plano de percusión preparado para la extracción de lascas con talón facetado. Los valores de los ejes mayores (L) de los núcleos oscilan entre los 30 y los 110 mm., con media más próxima hacia los valores más bajos.

Las lascas simples están representadas por 15 corticales, 16 semicorticales y 21 internas. Sus longitudes se sitúan entre 30 y 55 mm., siendo mayoritariamente lascas anchas o pequeñas lascas. Existe un alto número de talones reconocibles: 30 corticales, 13 lisos, 1 diedro y 1 facetado convexo.

Los utensilios están dominados claramente por las muescas con 13 ejemplares, de las que solamente 1 es retocada; 2 fueron elaboradas sobre lascas levallois. A ellas hay que añadir 5 raederas (4 simples y 1 sobre cara plana), 3 denticulados, 1 punta pseudolevallois (sílex), 1 buril, 1 diverso y 10 lascas retocadas (o con huellas evidentes de usos). Completa la serie un bifaz amigdaloide de cuarzo.

NIVEL 3 (TARIII-3). Depósito de gravas y gravillas arcillo-arenoso de color pardo rojizo a pardo amarillento, descarbonatado, con límite superior progresivo e inferior erosivo, neto e inclinado. En este nivel se recogieron 727 elementos; un conjunto que se divide en: 216 núcleos (29,71%), 376 lascas (51,72%) y 135 útiles (18,57%). Al igual que en los conjuntos anteriores se trata de artefactos sin huellas de rodamiento fluvial, mayoritariamente de carácter cuarcítico (cuarcita, 75,65%; arenisca-cuarcítica, 18,98%), y mínima representación de otras como el sílex (2,61%), el cuarzo (1,38%) y la arenisca (1,38%). Hay que destacar también el elevado grado de fracturación que poseen las piezas.

Hay poco equilibrio técnico en la serie ya que existen solamente 2,24 lascas por cada elemento nucleiforme, si bien las medidas de las que hemos recuperado se corresponden con las de los negativos apreciados en los núcleos. Una de cada 4 lascas (25%) fue convertida en utensilio, lo que supone un porcentaje bastante aceptable.

Entre los núcleos, se aprecia una dominancia de los tipos más simples (48,61%), sobre todo los de varias extracciones contiguas. Los centrípetos tienen un porcentaje bajo (7,87%), dominando los que poseen planos de percusión laterales preparados de forma completa o parcial. Las dimensiones máximas de estos núcleos llegan a los 140-150 mm., siempre entre los más elementales, si bien la media puede situarse entre 80-100 mm. Los cantos rodados del depósito nos ofrecen unas longitudes por debajo de estos valores (centilo, 116 mm.) y media de 34,76 mm., por lo que esta discordancia parece apuntar a una considerada selección de cantos grandes o, incluso, un aporte desde otros depósitos.

El reparto entre las lascas corticales (36,97%), semicorticales (33,51) e internas (29,52%) es muy parecido. Su longitud media se sitúa alrededor de los 40-50 mm., aunque no faltan las mayores de 100 mm. Desde un punto de vista técnico hemos diferenciado varias lascas características de avivado de planos de extracción, además de seis pequeños restos de talla menores de 1 cm (microlascas), que nos señalan la posibilidad de talla en el propio yacimiento.

Los talones reconocibles (154), incluidas aquí las lascas retocadas, son corticales (72,08%) o lisos (24,03%) mayoritariamente; a ellos se unen 3 diedros y otros 3 facetados (en útiles sobre lasca).
El grupo de los utensilios está compuesto por 26 raederas, 16 raspadores, 4 perforadores, 1 cuchillo de dorso, 4 cuchillos de dorso natural, 1 racleta, 5 lascas truncadas, 34 muescas, 21 denticulados, 2 cepillos, 7 cantos tallados, 4 diversos, 1 bifaz y 9 lascas retocadas o con usos. Lo más destacado de ellos se describe a continuación.

Entre las raederas destacan las simples (14), aunque también hay algunos ejemplos de las elaboradas sobre cara plana, las transversales, las de retoque abrupto y las dobles. En ellas, los bordes retocados suelen presentar una delineación algo denticulada o sinuosa, pero con un claro retoque simple bien delimitado. Los elementos del grupo Paleolítico superior ofrecen morfologías normalmente atípicas, con retoques simples o semiabruptos, en algunos casos marginales. El tipo más numeroso lo componen las muescas (25,19%), mayoritariamente simples. El encadenamiento de varias muescas sobre un mismo borde ha proporcionado la existencia de un número importante de denticulados (15,56%). Por su parte los cantos tallados tienen una significativa importancia con 7 ejemplares, 6 de filo unifacial y 1 de filo bifacial; entre los primeros existe uno muy rodado. El bifaz de cuarcita tiene unas pequeñas dimensiones, resulta bastante simétrico y presenta una silueta tendente a lanceolado.

NIVEL 5 (TARIII-4). Depósito masivo de gravas y gravillas con estructura plana ligeramente oblicua hacia el Oeste, matriz de arenas finas de color pardo rojizo a pardo amarillento, localmente con pátinas de Mn, débilmente carbonatado y a techo de arenas finas dominantes y descarbonatado. Límite inferior plano y erosivo.

Es este nivel el que ha ofrecido un mayor número de industria lítica con un total de 1275 artefactos: 451 núcleos (35,37%), 433 lascas (33,96) y 391 útiles (30,67). El reparto entre las respectivas materias primas empleadas para su elaboración, es similar a los otros niveles pero con algunas variables interesantes. Es la cuarcita la materia preponderante con un 69,10%, seguida por la arenisca-cuarcítica con un 16,08%, con lo cual conforman la mayoría; pero hay una subida significativa de la arenisca que llega al 6,67% y el cuarzo (5,33%), superando al sílex que baja con respecto a otros niveles (1,80%). Aún hay otra pequeña cantidad de utensilios elaborados en otras materias primas (1,02%, caliza, granito, ofita, etc.).

Por grupos técnicos el reparto es parecido aunque también hay un leve aumento en los núcleos (fundamentalmente los más elementales) de materias primas con peor calidad de talla (cuarzo y arenisca), así como la arenisca-cuarcítica, en detrimento de la cuarcita. Por el contrario esta última y los de sílex se encuentran más aprovechados que aquellos. Esto hace también que entre las lascas simples de esas materias minoritarias sean las corticales las más numerosas, mientras que en las de cuarcita y sílex son las de carácter interno las más representativas.

Por lo que respecta al rodamiento fluvial, nos encontramos con una situación compleja ya que, aunque la mayoría de los artefactos presentan un aspecto muy fresco con aristas vivas, hay otro buen número que aparecen con un leve rodamiento y más patinadas; otra pequeña serie con rodamiento algo más acusado, e incluso un 1,5% de piezas muy rodadas. El bajo equilibrio tecnológico de la muestra queda patente al comprobar cómo tan sólo tenemos 1,75 productos de talla por cada elemento nuclear. Por otro lado, destaca sobremanera la producción de utensilios pues 1 de cada 2 lascas fue transformada a través del retoque. Parece pues evidente la importancia del lugar como centro de trabajo en algún tipo de actividad relacionada con estos utensilios.

Algo más de la mitad de estos núcleos (52,55%) son de tipo simple sin preparación de planos de percusión, dominando los de extracciones contiguas (40,13%) sobre los de extracciones aisladas (12,42%). Le siguen en importancia numérica los centrípetos, si bien en porcentajes débiles (6,65%) y las lascas núcleo (5,76%). También hay 6 bifaciales, 4 levallois y 182 (32,82%) diversos o irregulares. Las dimensiones medias pueden situarse en entre 50-80 mm., con valores máximos que llegan a los 130-150 mm, habiendo al menos un 1,5% de valores entre 100-110 mm. Nuevamente descubrimos como algunos de estos núcleos no se corresponden con las medidas observadas en el recuento de los cantos rodados del depósito ya que en este caso la longitud máxima se sitúa en los 104 mm., y la media en 34 mm. Es decir, tamaños que habitualmente no transporta el medio y que debieron ser aportados por el hombre que los habría recogido en otros depósitos distintos.

En esta serie, al contrario que en las anteriores, son las lascas internas las más numerosas (42,96%), seguidas por las de descortezado (31,18%) y las de semidescortezado (25,86%). La relación entre las dimensiones de las lascas y los negativos de los núcleos es bastante coherente. La longitud media se situaría en valores próximos a los 50-60 mm, con un intervalo que iría entre los 20 y 100 mm; bien es verdad que hemos recuperado algunos restos de talla menores que al no conservar talón no pueden ser medidos; ello también refuerza la idea de que con una metodología más detallada (cribado con agua, por ejemplo) seguramente se podrían recuperar parte de esos elementos de talla que nos faltan en la cadena operativa. Los talones reconocibles (218) se reparten fundamentalmente entre los corticales (158) y los lisos (55), con la presencia testimonial de 2 diedros y 3 facetados (en lascas retocadas).

El conjunto de útiles está compuesto por: 52 raederas, 36 raspadores, 11 buriles, 8 perforadores, 1 cuchillo de dorso, 9 cuchillos de dorso natural, 2 racletas, 4 lascas truncadas, 100 muescas, 27 denticulados, 3 cepillo, 12 cantos tallados, 29 diversos y 97 retoques simples o usos (Fig. 2). Las raederas simples dominan sobre los demás tipos con 31 ejemplares y junto con las raederas sobre cara plana (13) suman casi el 85%. Además existen 3 dobles convexo-cóncava, 2 transversales (rectilínea y convexa), una convergente rectilínea que forma un pequeño raspador en el frente, 1 de retoque abrupto y una de retoque alterno. Es importante significar que una se realizó sobre un pequeño canto muy plano de arenisca que ha hecho las veces de lasca.
Los utensilios del grupo paleolítico superior tienen una notable presencia, fundamentalmente los raspadores (9,21%), y de forma testimonial perforadores, cuchillos, lascas truncadas y otros, que en general pueden incluirse entre las formas atípicas. Sin embargo, sí es manifiesta la presencia de un elevado número de buriles (11), tanto en cuanto que en las industrias del Paleolítico Inferior y Medio del Guadalquivir no suelen aparecer.

Nuevamente son las muescas los útiles más numerosos con un 25,58%, porcentaje que se vería muy aumentado si tuviésemos en cuanto los demás utensilios clasificados en otra tipología pero que también se ven acompañados por muescas, e incluso si tuviésemos en cuenta un buen número de piezas clasificadas como diversos por ser muescas realizadas sobre canto. Por su parte, los denticulados, que alcanzan un 6,91%, presentan generalmente una delineación de bastante recorrido, aunque los dientes no sean muy sobresalientes.

Entre lo demás utensilios solamente destacar los 12 cantos tallados (11 choppers y 1 chopping-tool), con clara retalla en los filos; y las 8 muescas sobre cantos de arenisca (clasificadas como diversos). Pero lo más significativo es comprobar que existe una notable presencia de lascas con retoque parcial o huellas evidentes de su utilización (24,81%), que se convierten junto con las muescas en los elementos más representativos de la serie.

Fig. 2: Muescas del nivel 4 de Tarazona III (TARIII-4).

NIVEL 8 (TARIII-5). Depósito masivo, en la base con una barra de gravas y gravillas con abundante matriz de arenas y finos (limos y arcillas). Hacia techo niveles de matriz arenosa, limosa y arcillosa, esta última con estructura macroprismática. Todos estos niveles presentan gravas y gravillas flotando en la matriz o bien en pequeños canales (gravas flotantes). Límite inferior abrupto y erosivo.

Contiene un bajo número de artefactos (25), cuya serie se distribuye entre 8 núcleos, 13 lascas y 4 utensilios. Elaborados mayoritariamente sobre soportes de cuarcita (18), arenisca-cuarcítica (3), cuarzo (2), sílex (1) y arenisca (1). El rodamiento fluvial suele ser escaso en la mayoría de los casos, aunque las aristas no se presentan totalmente vivas.
6 núcleos pertenecen al grupo de los simples con extracciones contiguas y una lasca núcleo. Diez de las lascas presentan restos de corteza en sus anversos, mientras que otras 3 son internas y pequeñas. En ellas se han reconocido 5 talones (3 corticales y 2 lisos). Entre los 4 útiles distinguimos 1 raspador, 2 muescas sin retocar y una muesca sobre un canto pequeño.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En todas las series analizadas la materia prima más empleada ha sido la cuarcita, que junto a una variante de calidad más areniscosa llegan a representar, en la mayoría de ellas, más del 80%. En cuanto a la relación entre la materia prima de los cantos rodados de cada depósito y la utilizada para

la realización de la industria, en líneas generales se puede observar cómo en todos se ha producido una clara selección de cantos de cuarcita, arenisca-cuarcítica y sílex (los de mejor calidad), desechando otras materias primas más problemáticas para la talla. De igual forma, varias series líticas muestran una selección en cuanto a las dimensiones de los cantos rodados del depósito para ser tallados (niveles 1, 3 y 5). Así, los núcleos de mayores dimensiones son similares al centilo del depósito, y suelen obtener una representatividad significativa, siendo casi siempre de tipo simple, pues como ya hemos comentado los cantos de buena calidad suelen estar más aprovechados, y por lo tanto presentan unas menores dimensiones. En otros conjuntos también se muestra esta tendencia, pero con la particularidad de que en los depósitos respectivos no existen cantos rodados con las dimensiones registradas para algunos de los núcleos tallados (niveles 2 y 4). Parece evidente que estos cantos mayores son buscados en otros depósitos y aportados una vez tallados al yacimiento; o bien, que el aprovechamiento de estos cantos mayores ha sido tal, que prácticamente ha agotado las existencias del entorno. En todo caso queda demostrada una estrategia de selección de determinados tamaños para la fabricación de la industria lítica.

El estudio de los diferentes elementos que contienen las series líticas de los yacimientos (lascas, núcleos y utensilios), es utilizado comúnmente para caracterizar su significado cultural, así como la posible evolución a lo largo del tiempo. Sin embargo, cada vez más se está constatando la existencia de un desfase cronológico entre los conjuntos líticos de distintos ámbitos (en cueva o al aire libre), a la hora de reflejar este proceso evolutivo. Igualmente, la presencia de la técnica levallois desarrollada y, sobre todo, de pequeño utillaje estandarizado cobra un significado importante, al desarrollarse cronológicamente al mismo tiempo que otras series tecnológicamente achelenses. Tradicionalmente las industrias de Paleolítico Medio se han caracterizado por una mayor proporción de útiles sobre lasca respecto al conjunto de este tipo de soportes, mientras que en las series achelenses esta representatividad aparecía con valores menos importantes; bien es verdad que son muchos los factores que pueden intervenir en esta relación, más aún en los yacimientos al aire libre. Sitios como los de Ambrona (Santonja et al., 2005), La Maya I (Santonja y Pérez González, 1984), TD10 y 11 en Atapuerca (Carbonell et al., 2001), incluidos en la fase final del achelense, cumplen estos supuestos con porcentajes que oscilan entre el 18% y 30% de útiles sobre lasca frente al total de lasca. Otros yacimientos, en los que sus series no son achelenses, pero cronológicamente similares a los anteriores, Cova de Bolomor (Fernández Peris, 2007), Cuesta de la Bajada (Santonja et al., 2005), esta relación sube a valores de entre 60% y 80%.

En Tarazona III la proporción útiles lasca/lasca, está más acusada en los niveles más recientes, con porcentajes que van desde el 24% de TARIII-2 al 34,73% de TARIII-3. La variabilidad de los tipos sobre lasca es baja en estos conjuntos, aunque en los retoques no se observa la existencia de ejemplos cuidados, siendo mayoritariamente simples y marginales. La presencia exigua o nula de macroútiles (bifaces, hendedores y triedros) es otro de los factores usados para distinguir los conjuntos de Paleolítico Medio respecto a los de Paleolítico Inferior, constatándose en múltiples ocasiones que los yacimientos en terrazas fluviales suelen presentar una mayor pervivencia de estos elementos, entre los que debemos incluir también los cantos tallados. En el yacimiento de Tarazona III, como hemos podido comprobar, el macroutillaje estaría representado por la pervivencia de la tradición en los cantos tallados y, muy puntualmente, la presencia de algún bifaz. Los niveles TARIII-4, TARIII-3, TARIII-2, TARIII-1; representarían una fase de industrias no achelenses, pero tampoco claramente musterienses en sentido clásico. Deben ser interpretadas como un Paleolítico Medio antiguo en la tradición de la cultura de las graveras; Paleolítico Medio indeterminado de "tradición achelense o de aspecto postachelense" según E. Vallespí (1989).

Agradecimientos.
Este trabajo es una contribución al Proyecto HAR2011-23798 (Plan Nacional 2011-2014).

Referencias Bibliográficas:

Baena Preysler, J., Polo, J., Bárez Cueto, S., Cuartero Monteagudo, F., Roca, M., Lázaro Lázaro, A., Nebot, A., Pérez-González, A., Pérez, T., Rus, I., Rubio, D., Martín Puig, D., Manzano, C., González, I., Márquez, R. (2008). Tecnología musteriense en la región madrileña: un discurso enfrentado entre valles y páramos de la Meseta sur. *Treballs d'Arqueologia*, 14, 249-278.

Carbonell, E., Mosquera, M., Ollé, A., Rodríguez, X. P., Sahnouni, M., Sala, R., Vergès, J. M. (2001). Structure morphotechnique de l'industrie lithique du Pléistocène inférieur et moyen d'Atupuerca (Burgos, Espagne). *L´Anthropologie*, 105, 259-280.

Caro Gómez, J.A., (2006). Yacimientos e industrias achelenses en las terrazas fluviales de la Depresión del Bajo Guadalquivir (Andalucía, España). Secuencia estratigráfica, caracterización tecnocultural y cronología. *CAREL,* año IV, 4, 1423-1605. S&C ediciones, Delegación de Cultura y Patrimonio, Excelentísimo Ayuntamiento de Carmona.

Caro, J.A., Díaz del Olmo, F., Cámara, R., Recio, J.M., Borja, C. (2011). Geoarchaeological alluvial terrace system in Tarazona: Chronostratigraphical transition of Mode 2 to Mode 3 during the Middle-Upper Pleistocene in the Guadalquivir River valley (Seville, Spain)", *Quaternary International*, 243, 143-160.

Fernández Peris, J., (2007). Los complejos líticos del Pleistoceno medio de la Cova de Bolomor (Tavernes de la Valldigna, Valencia). Las industrias líticas del Pleistoceno medio en el ámbito del Mediterráneo Peninsular. *Trabajos Varios* 108, Servicio de Investigación Prehistórica, Valencia.

Santonja, M., Pérez-González, A. (Eds.) (1984). Las industrias paleolíticas de La Maya I en su ámbito regional. *Excavaciones Arqueológicas en España*, Vol. 135. Ministerio de Cultura, Madrid.

Santonja, M., Panera, J., Rubio, S., Pérez-González, A. (2005). La industria lítica de Ambrona. Características generales y contexto estratigráfico. *Los yacimientos paleolíticos de Ambrona y Torralba (Soria) (M. Santonja y A. Pérez-González, eds.). Zona Arqueológica*, 5, 306-332.

Vallespí, E., (1989). Paleolítico Medio indeterminado de aspecto postachelense, en ámbitos fluviales del Sur y Centro de la Península Ibérica. Velia, 6, 7-20.

VARIABILIDAD EN LOS MODELOS DE CAPTACIÓN Y EXPLOTACIÓN LÍTICA DURANTE EL ACHELENSE Y MUSTERIENSE EN EL YACIMIENTO PALEOLÍTICO "EL CAÑAVERAL", COSLADA, MADRID.

Varibility in raw material catchment and explotation models during the Acheulian and Mousterian at El Cañaveral Paleolithic site, Coslada, Madrid (Spain)

M. Bravo Martínez (1), C. Torres Navas (1), J. Baena Preysler (1).

(1) Dpto. Prehistoria y Arqueología, Universidad Autónoma de Madrid. Campus Cantoblanco, 28049-Madrid.

Abstract (title of contribution): *The Heritage managementpolicyconducted bytheMadridadministration during the last decades has revealed several new deposits inthe central plateau of Spain. The archaeological site of"El Canaveral" in another example of the Palaeolithicdepositsin the Madrid regionwhose studyrevealsimportantaspectsabout the dynamicsofoccupation and exploitation ofresources byAcheuleanandMousterian groups in central part of the Iberian Peninsula. Inthis article, we present a comparative study of themodelsand strategies employed for catchment and exploitationof lithic raw materialsbetween the twoperiods.*

Palabras clave: Tecnología lítica, Achelense, Musteriense.
Key words*: Lithic technology, Acheulean, Mousterian.*

INTRODUCCIÓN

El paraje de *El Cañaveral,* localizado en la zona centro este de la región de Madrid (ver figura 1), ha sido objeto de numerosas intervenciones a cargo de distintas empresas (AUDEMA, ARGEA) en un primer momento destinadas a la valoración del potencial arqueológico del paraje mediante sondeos en los que se detectaron presencia de industria lítica en niveles arenosos y areno-arcillosos.

Fig. 1: Situación geográfica del paraje "El Cañaveral", Coslada, Madrid.

Posteriormente, las labores de prospección y realización de sondeos en distintas áreas (fig.2), emprendidos por la empresa ARQUEX entre los años 2006-2008, pusieron de manifiesto restos líticos importantes por su escasa alteración y nulo grado de rodamiento (Baena et al., 2008a). Recientemente, la importancia geoarqueológica del sitio ha contribuido a retomar los trabajos en 2012 en un área específica: *Parcela 32*.

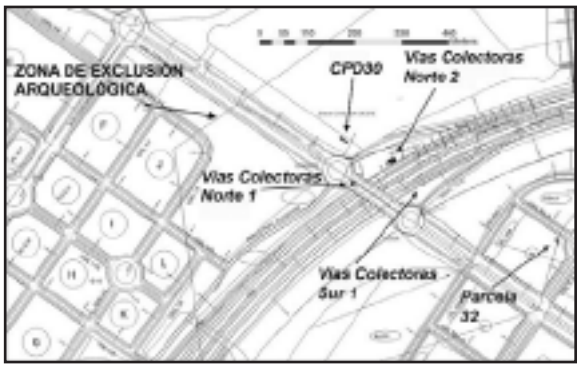


Fig. 2: Plano de obra de "El Cañaveral" y localización de las áreas de actuación arqueológicas.

El análisis tecnológico de carácter comparativo entre los restos achelenses procedentes en su mayoría de Vías Colectoras Sur y la industria musteriense de sectores como *Área 3* (*Vías Colectoras Norte 2*), *CPD 30* o *Parcela 32*, evidencia un cambio significativo en los modelos de captación y explotación de recursos líticos en el centro peninsular.

EL ACHELENSE DE VÍAS COLECTORAS SUR.

El área denominada *Vías Colectoras Sur* forma parte del conjunto arqueológico próximo al vial M 45 de *El Cañaveral,* donde se halló una cuantiosa colección de material lítico sobre niveles de arrastre (arenas medias y finas) capturadas por deformaciones del sustrato (colapsos), frecuentes en la zona. El contexto geológico de este entorno de interfluvio, se caracteriza por un claro dominio de afloramientos de sílex que sin duda sufren procesos erosivos que determinan la abundancia de nódulos y fragmentos heteromorfos en los depósitos de arrastre (fig. 3). Este sílex, al igual que en otras

zonas de *El Cañaveral*, presenta una buena calidad, lo que hizo que muchos de estos bloques fueran explotados (Baena 2008a; 2008b).

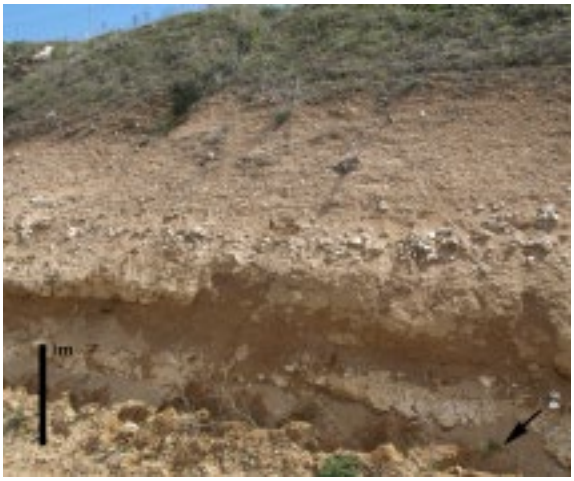


Fig.3: Perfil NE de la secuencia excavada en a Vías Colectoras Sur.

En términos generales, la industria lítica encontrada en *Vías Colectoras Sur* es de morfología variable y presenta un buen estado de conservación. Entre el conjunto lítico encontramos mayoritariamente nódulos, fragmentos de nódulos, lascas de configuración, núcleos y útiles Achelenses, todo ello, como ya hemos anunciado, hallado junto a los soportes silíceos.

Por otra parte, hemos observado como en Vías Colectoras Sur se buscan soportes de grandes dimensiones para su posterior explotación. Puede darse no solo una configuración a partir de los nódulos, sino también desde lascas y fragmentos obtenidos a partir de éstos. Del mismo modo, los núcleos de los que se extraen lascas pueden ser a su vez configurados, en lo que conforma una compleja estructura de explotación entre las categorías.

En Vías Colectoras Sur existen claros indicios de una cadena operativa que analizada desde un punto de vista tecno-tipológico, nos induce a plantear que la explotación se llevó a cabo de acuerdo a una estrategia general de carácter expeditivo, es decir, una captación y explotación inmediatas.

Tras una primera clasificación del material lítico de esta área, observamos tanto en elementos de avanzada configuración (bifaces) como en los restos de talla que solo se llevaron a cabo las tres primeras fases de configuración bifacial, de las cuatro que propone Callahan(1979). En primer lugar, existe constancia de una primera fase de testado, en la que encontramos tanto nódulos como fragmentos de gran tamaño. Una segunda fase en la que se inicia la explotación de los volúmenes, con el fin de obtener lascas de formato medio y grande, tal y como prueban las lascas de tipo *misse en forme*, lascas de limpieza y lascas como soporte brutos. La tercera fase consistiría en la configuración del bifaces y triedros, así como los subproductos de configuración.

Si analizamos el contexto de arrastre (y por tanto de carácter fluvial) en que aparece el conjunto de *Vías Colectoras Sur*, se deduce que el tipo de producción que se lleva a cabo es viable en la medida en que los niveles próximos poseen gran abundancia de nódulos. El tipo de explotación de estos nódulos se enmarca preferentemente en fases iniciales, siendomuy escasa la presencia de piezas finalizadas. Esta circunstancia podría ser el resultado de dos causas: 1) se produce una explotación-configuración expeditiva del utillaje debido a una limitación en las habilidades técnicas y tecnológicas de los/as autores, o 2) el carácter expeditivo es el resultado del propio tipode actividad desarrollada.

Esta última opción parece menos probable, en la medida en que procesos complejos de configuración semejantes, con expresiones distintas, son llevados a cabo en contextos económicos y ambientales similares. Por otra parte, el examen tecno-tipológicodel material parece indicar que existen paralelos con conjuntos comoTafesa (Baena et al. 2002; 2010) o Pinedo (Aranjuez, Madrid) (Querol Fernández y Santonja 1979).En lo que ha sido definido como un "Achelense antiguo" en base a indicadores biocronológicos. En todos estos casos confluyen útiles con esquemas tanto bifaciales como trifaciales, en ocasiones estrechamente relacionados, resultado de una explotación y configuración con carácter alternante mediante un trabajo desigual en las superficies de golpeo, aunque parece que la morfología final de los útiles obliga a una planificación previa. Pero, a diferencia de Tafesa, *Vías Colectoras Sur* se encuentra en una zona de interfluvio, alejada de las cuencas principales, donde abunda la materia prima necesaria. Por otra parte, en *Vías Colectoras Sur* existe una mayor programación del trabajo.

En el contexto ambiental en que se enclava el conjunto arqueológico de *El Cañaveral* también existen pruebas de ocupación o visitas esporádicas de los grupos durante el final del Pleistoceno Medio, ya que en algunas de sus zonas arqueológicas se han hallado algunos bifaces propios del Achelense. La materia prima de estas piezas resulta ser mayoritariamente cuarcita, lo que sorprende dado el contexto litológico de dominio de sílex en que se enmarca. Un hecho que podría estar en relación con el transporte de dichos útiles hasta el yacimiento desde zonas cercanas a las terrazas del Manzanares o del Jarama en la región Madrileña. Este suceso, unido al hecho de que junto a estos útiles no se hayan encontrado restos de talla, nos hace sospechar que en momentos avanzados del Achelense, *El Cañaveral* deja de ser una zona de captación de sílex para transformarse en una zona de consumo en la que los útiles aparecen plenamente configurados.

Si analizamos el material bifacial de estas piezas plenamente configuradas observamos que estos bifaces presentan retoques en los extremos distales y en ambos lados del bifaz, a través de una generalización del trabajo en las dos caras del útil, mediante una alternancia continua de los golpes. Desde un punto de vista formal se trataría de bifaces lanceolados y cordiformes (fig. 4); piezas que

tipológicamente y de manera tradicional han sido adscritas al "Achelense Superior".

Fig. 4: Bifaz cordiforme, de cuarcita de grano medio, realizado sobre lasca.

EL MUSTERIENSE DE PARCELA 32, ÁREA 3 (VÍAS COLECTORAS NORTE 2) Y CPD30.

De las áreas musterienses, merece especial atención la denominada *Parcela 32* de "El Cañaveral" pues en dicha zona se ha podido acreditar un espacio de taller al aire libre (Baena, 1992; 1994; Baena et al. 1997; Martínez Alonso, 1998; Mangado Llach, 2004) con presencia de las primeras fases de la cadena operativa musteriense, entendiendo "taller lítico" como el sitio arqueológico en el que tal y como definió Martínez Alonso (1998) se hallan "conjuntos estructurados de productos, que manifestarán la existencia de una o varias cadenas líticas de producción de los materiales explotados". Existen restos líticos pertenecientes a las fases de captación, testado, desbaste y producción de soportes destinada a la explotación, junto a fases de plena producción (*débitage*) (Boëda,1993a;1993b).Sin embargo, es casi nula la evidencia de categorías que acrediten actividades de consumo, es decir, aquellos productos pertenecientes a las últimas fases de la cadena operativa por lo que las ocupaciones tendrían al parecer un carácter breve (Baena et al. 2008a).Con respecto a los esquemas operativos que dominan en la producción existe un predominio de productos característicos *levallois* de tipo preferencial y recurrente centrípeto (fig. 5); junto a esquemas discoidales.

Fig. 5: Núcleo levallois de tipo recurrente centrípeto (Parcela 32).

La aparición de nuevas tecnologías musterienses en este contexto lleva aparejados cambios en los modelos de captación y selección de materia prima. El proceso se torna más riguroso y especializado, lo que implica un mayor conocimiento del entorno y sus recursos mineralespor parte de las nuevas poblaciones neandertales. La captación deja de ser expeditiva y se incrementan los esfuerzos, haciéndose habituales los desplazamientos a lugares donde existe abundante materia prima. En este sentido, *Parcela 32* se convierte en lugar idóneo por documentarsein situun afloramientosilíceocon claros estigmas que evidencian las labores de "cantería" que se llevaron a cabo (fig. 6); una práctica que se reproduce en torno al 37000 BP en yacimientos de Próximo Oriente como NazletSafaha y Taramsa I con industrias líticas musterienses de explotación *levallois* donde se documenta la excavación de pozos y zanjas con la finalidad de extraer el sílex (Vermeersch et al. 1995). El afloramiento de sílex es homogéneo en cuanto a calidad, y por tanto, en conjunto resulta idóneo para el desarrollo de industrias musterienses que requieren de mayor cantidad y calidad de la materia prima posiblemente no solo debido al cambio hacía técnicas de talla que requieren de mayor destreza, programación y ensayo, sino además al incremento de los grupos poblaciones que dejan mayores evidencias de talla y/o al aumento de individuos "talladores".

Fig. 6: Afloramiento de sílex con evidencias de "cantería" (Parcela 32)

Localizada la materia prima, la captación en *Parcela 32* resulta interesante porque desarrolla un modelo excepcional en este conjunto arqueológico que lo diferencia de áreas de producción musteriense próximas (*Área 3 (Vías Colectoras Norte 2) y CPD 30*). La exclusividad de Parcela 32 radica que la captación se realiza directamente sobre el afloramiento silíceo del que se obtienen nódulos de variables dimensiones para ser a continuación testados. En *Parcela 32* documentamos fases de testado dirigidas a valorar la calidad y posibilidades de explotación mineral. Los nódulos no aptos para ser explotados serán aquellos que abandonen por presentar una calidad deficitaria perceptible a través de signos como fisuras, geodas, etc. Los soportes que ofrecen posibilidades favorables para el *débitage*continúan configurándose en una fase previa de desbaste que tiene su reflejo en la presencia de lascas de tipo *misse en forme* con rastros corticales y esquemas de explotación unipolar.

Con respecto a las fases de plena producción documentadas en *Parcela 32*, a través del estudio preliminar del material lítico hallado, podemos apreciar la intensa actividad de talla desarrollada en el sitio en fases avanzadas del débitage. La presencia profusa de sílex deriva en estrategias de talla "derrochadoras" traducidas en núcleos poco

explotadosabandonados que presentan posibilidades de explotación (Baena et al. 2008b). Una práctica que Bazile denomina "gaspillaje" para justificarla elevada presencia de restos de talla (Bazile, 2002;Lamglais, 2004).Sin embargo, en contraposición se documentan soportes plenamente agotados que indican un aprovechamiento pleno de la materia prima. En cualquier caso, es incuestionable que la actividad de talla es importante, un hecho que podría llevar aparejado la también intensa participación del grupo, de ahí la disparidad presente en el amplio abanico de productos, es decir, encontramos núcleos perfectamente configurados que reflejan una elevada destreza técnica y tecnológica en el *débitage*frente a piezas que ponen de manifiesto carencias, errores o limitaciones técnicas y tecnológicas no superadas por el tallador (reflejados, sobrepasados, machacamientos...).Es precisamente la diversidad del conjunto lítico lo que nos conduce a preguntarnos si estamos ante un proceso de aprendizaje que explique la desigual variabilidad de los productos líticos. En este sentido, consideramos que un futuro e inminente análisis del conjunto musteriense desde una perspectiva diacrónica y experimental contribuirá a disipar estas dudas.

Como ya se ha mencionado, no solo *Parcela 32* presenta industria musteriense. Otros yacimientos encuadrados dentro del conjunto arqueológico del vial M-45 son *Área 3* (*Vías Colectoras Norte 2*), y *CPD30*que por sus características, se encuadran dentro del Paleolítico Medio. En estas zonas, encontramos grandes concentraciones de material lítico fresco con un grado de alteración variable, en el que se observa que, junto a materiales ordenados de manera horizontal, se encuentran materiales con una clara pendiente vertical, que fueron alterados de manera natural tras su deposición (Baena et al. 2008b).

Como en la mayoría de las zonas adscritas al conjunto de *El Cañaveral*, y especialmente en *Área 3,* el material lítico está dispuesto en un nivel de coluvión, que conserva los resultados de la actividad de la talla en esta área, junto a materiales rodados que fueron transportados posteriormente a través de arrastres coluvionares-eólicos.

El estudio tecno-tipológico de ambas zonas (*Área 3* y *CPD30*) mostró un conjunto musteriense clásico, del que se conserva la cadena operativa completa (Böeda, 1993a; Boëda 1993b). En este conjunto industrial, al igual que en *Parcela 32* dominan claramente los esquemas de tipo *Levallois*. En *Área 3*, junto a núcleos discoides y *Levallois*, se encuentran también piezas retocadas, como puntas musterienses o raederas propias del musteriense (Baena et al. 2008b).

CONCLUSIONES.

El estudio comparativo de los modelos y estrategias de captación y explotación de recursos líticos en el conjunto Arqueológico de *El Cañaveral* (Madrid), a través de algunos de sus ejemplos arqueológicos, acredita la existencia de un cambio en dichas estrategias entre el Achelense y el Musteriense.

Mientras que en momentos plenos del Achelense las estrategias poseen un marcado carácter expeditivo, en el que la configuración e limita a la obtención de soportes básicos para la elaboración de macroutillaje así como a la producción de un somero *debitage*, a partir de la explotación de bloques erráticos, durante el musteriense se producen estrategias mucho más variadas que incluyen explotaciones plenamente programadas dirigidas a la obtención de recursos líticos de alta calidad. Estas estrategias complejas, pasan por modelos de prospección y explotación de bloques aislados, trabajos de Plena Cantería, así como labores de incipiente minería.

Precisamente, los momentos finales del Achelense parecen indicar la presencia de transformaciones hacia modelos más programados tal y como parece anunciar el yacimiento de Ahijones- Madrid (Bárez et al. 2011). Estas transformaciones, parecen ser el resultado de cambios tanto a nivel económico (variación en lafauna explotada), como a transformaciones a nivel social (grupos más numerosos así como una mayor participación social en las actividades productivas).

Agradecimientos: este trabajo se ha desarrollado dentro del proyecto del Ministerio de Ciencia e Innovación: "Algo más que bifaces:hacia la definición técnica y tecnológica de los conjuntos líticos del Pleistoceno de la región de Madrid(proyecto HAR2010-20151).

Referencias bibliográficas

Baena Preysler, J. (1992). Talleres paleolíticos en el curso final del río Manzanares. *Patrimonio Arqueológico del Bajo Manzanares*, 1. Universidad Autónoma de Madrid.

Baena Preysler, J. (1994*). El Paleolítico Inferior y Medio en la región sur de Madrid: Estudio de las facies de talleres*. Edición en microfichas de tesis doctoral. Universidad Autónoma de Madrid.

Baena Preysler, J.; Conde, C. & Carrión, E. (1997). Estrategias de captación durante el Paleolítico Antiguo en la región sur de Madrid. *Rubricatum*, 2, 69-76.

Baena, J., Conde, C., Gamazo, M., Sesé, C., & Soto, E. (2002). Repertorio de yacimientos paleolíticos en el Manzanares y Jarama. *Bifaces y Elefantes. La investigación del paleolítico inferior en Madrid., 1,* 461-491.

Baena Preysler, J., Polo J., Bárez S., Cuartero F., Roca M., Lázaro A., Nebot A., Pérez González, A., Pérez T., Rus I., Rubio Ruiz D., Martín-Puig D., Manzano C., González, I., &Márquez R., (2008a): Tecnología musteriense en la región madrileña: un discurso enfrentado entre valles y páramos de la Meseta sur. *Treballsd'Arquelogia, 14,* 249-278.

Baena Preysler, J., Baréz, S., Pérez González, A., Lázaro, A., Nebot, A., Roca Roumens, M., Pérez, T., González, I., Cuartero Monteagudo, F., Rus, I., Polo, J., Márquez, R., CabanesCruelles, D., &Carrancho Alonso A. (2008b). El yacimiento paleolítico de El Cañaveral (Coslada-Madrid). La captación de recursos líticos durante el musteriense peninsular. *Arqueoweb. Revista sobre arqueología en internet, 9 (2)*, 1-32.

Baena Preyler, J., Baquedano I., & Carrión E. (2010). La industria lítica del yacimiento paleolítico de TAFESA (Madrid). *Zona arqueológica,* 14 *(Ejemplar dedicado a: Las huellas de nuestro pasado. Estudio del Yacimiento del pleistoceno madrileño de Tafesa (Antigua Transfesa)) 39-134.*

Bárez, S., Rus-Pérez, I., Pérez-González, A. & Vega deMiguel, J. (2011). Los yacimientos achelenses de "Los Ahijopnes": metodología geoarqueológica y resultados de la intervención. En Santonja. M. (Coord.), Actas de las V Jornadas de Patrimonio Arqueológico en la Comunidad

de Madrid. Los primeros pobladores: arqueología del Pleistoceno. 185-200.

Bazile, E. (2002): Matieres premieres minérales et Paléolithiquesupérieur en Languedoc oriental: une entreprisedélicate, in J.-C. MISKOVSKI etJ. LORENZ (eds.), *Pierre et Archéologie, ColloquedeTautavel*, PressesUniversitaires de Perpignan, 151-176.

Boëda, E. (1993a). Le concept Levallois: variabilité des méthodes. *Monographies du CRA 9*. Paris: CNRS.

Boëda, E. (1993b). Le débitagediscoïde et le débitageLevalloisrécurrentcentripète. *Bulletin de la Société PréhistoriqueFrançaise* 90, 392–404.

Bordes, F. (1961): Typologie du Paleolithiqueancien et moyen, Bordeaux.

Callahan, E. (1979): The basics of Biface Knapping in the Eastern Fluted Point Tradition: A Manual for Flintknappers and Lithic Analysis, Arqueology*of Eastern North America*, 7 (1).

Lamglais, M. (2004). Étude techno-économiquecomparative des productionslamellairesauMagdalénien: l'exemple du Languedocméditerranéen et de la Catalogne**,** *PYRENAE,* (35), Vol., 1*,* 45-73.

Mangado Llach, X. (2003). El aprovisionamiento de recursos minerales durante el paleolítico y el neolítico de Europa. En Mata Perelló, J. M; Gónzález Pérez, J. R (coord.): *Libro de actas del Primer Simposio sobre la Minería y la Metalurgía Antigua en el Sudoeste Europeo: Centre d'Arqueologiad'Avinganya, Serós (Segría, Catalunya, España), del 5 al 7 de mayo del 2000*, Vol., 1, 7-36.

Martínez, G. &Afonso, J.A. (1998). La producción lítica: Un modelo para el análisis histórico de los conjuntos arqueológicos de piedra tallada". En BERNABEU, J; OROZCO, T y TERRADAS, X (eds): *Los recursos abióticos en la Prehistoria. Caracterización, aprovisionamiento e intercambio.* ColleccióOberta. SèrieHistòria, 2. Universitat de Valencia, 13-28

Querol Fernández, M.A., Santonja M., (1979). El yacimiento achelense de Pinedo (Toledo). *Ministerio de Cultura,*

Vermeersch, P.M., Paulissen, E., & Van Peer, P (1995). Paleolithicchert mining in Egypt. *Archaeologiapolona*. Institute of Archaeology and Ethnology, *Polish Academy of Sciences*, Vol., 33.Varsovia, 11-30.

PALEOLÍTICO MEDIO EN LOS VALLES FLUVIALES GUADALQUIVIR-GUADAIRA (SUR DE ESPAÑA): CORREDOR DE HOMÍNIDOS REGIONAL DURANTE EL PLEISTOCENO SUPERIOR.

José Antonio Caro (1), Fernando Díaz del Olmo (2), Rafael Cámara (2), César Borja (2), José Manuel Recio (1)

(1) Dpto. Geografía y Ciencias del Territorio, Universidad de Córdoba, Plaza del Cardenal Salazar, 3. 14071-Córdoba.
jacaro@uco.es y bv1reesj@uco.es
(2) Dpto. de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional, Universidad de Sevilla, C/María de Padilla s/n, 41004-Sevilla.
delolmo@us.es, rcamara@us.es, cesarborja@us.es

Abstract (The Middle Palaeolithic in the Guadalquivir-Guadaira River valleys (Southern of Spain): Regional Human Corridor during the Upper Pleistocene): *The Middle Palaeolithic industries in Guadalquivir and Guadaíra River's valleys (Southern of Spain) are found in 28 archaeological assemblages. The variability of industries, archaeological sites and technological strategies might interpret the Guadaira-Guadalquivir River landscape connection as a regional hominid corridor with a multifunctional character. It is developed from late MIS6 along the Upper Pleistocene. Two episodes are identified, each one with a lithic assemblage1) series in quartzite with major predominance of notches and scrapers and absence of bifacial tools (>110 ky); 2) series of high diversity of tools on flake, with a Levallois technology weakly developed and a presence of bifacial tools (<110 ky), all these in quartzite and flint (lacustrine-palustrine facies and floodplains the alluvial sediments) or in flint (karst fillings).*

Palabras clave: *Paleolítico Medio, OSL, Corredor de Homínidos, Guadaíra.*
Key words*: Middle Palaeolithic, OSL Dating, Hominid Corridor, Guadaíra.*

INTRODUCCIÓN, LOCALIZACIÓN Y OBJETIVOS

Las industrias del Paleolítico Medio del tramo inferior del Guadalquivir (Bajo Guadalquivir) y de su afluente por la margen izquierda, el río Guadaíra (Sevilla), proceden de una amplia variabilidad de localizaciones geoarqueológicas de la cuenca hidrográfica: sedimentos aluviales (terrazas escalonadas y embutidas, y llanuras de inundación), rellenos detríticos en afloramientos calizos karstificados (Fernández Caro, 2003), depósitos coluviales y coluvio-aluviales, sedimentos lacustres-palustres y, por último, suelos, paleosuelos y horizontes edáficos (Díaz del Olmo y Baena, 1997; Caro et al., 2011). La talla de las industrias se ha realizado sobre cantos aluviales o sobre clastos de relleno kárstico, dominando dos tipos de materias primas: cuarcitas del Paleozoico de Sierra Morena; y sílex del Subbético o del Mesozoico de las Béticas. En la Secuencia del Pleistoceno del Guadalquivir las industrias del Paleolítico Medio proceden de los complejos de terrazas altas, medias y bajas (T7 a T13) (Caro et al., 2011).

El objetivo de esta comunicación es el estudio de los conjuntos líticos del Paleolítico Medio de las terrazas del Pleistoceno Superior del Guadalquivir (predominio de industrias en cuarcitas) y de la cuenca hidrográfica del Guadaíra en su tramo inferior en la campiña de Sevilla (predominio de industrias en sílex), mediante su caracterización tecnomorfológica. Dado que la variabilidad geoarqueológica de las localizaciones muestra un *contínuum* geomorfológico entre terrazas aluviales y el piedemonte de la Sierra de Esparteros (Morón de la Frontera), los yacimientos se interpretan según la evolución geomorfológica local y regional. Se completa con un análisis macro y microscópico de los bordes de lascas en cuarcita para determinar las huellas de utilización.

MATERIAL Y MÉTODO

Se adopta una metodología geoarqueológica con técnicas de prospección y excavación arqueológicas, geomófológicas y cronoestratigráficas. Se han seleccionado 20 yacimientos (28 conjuntos) con industrias de Paleolítico Medio en las formaciones aluviales del Bajo Guadalquivir; en las aluviales, coluvio-aluviales y coluviales del Guadaíra; y en los rellenos detríticos del karst de Santisteban. La relación entre yacimientos y depósitos se expone en la Tabla 1. Por su parte, el marco geomorfológico del sistema aluvial se ha establecido a través de su cartografía, integrando el análisis estratigráfico, geoedáfico y la datación de sedimentos (OSL y U/Th). Para el análisis de las huellas de uso en la industria lítica se ha adaptado una clasificación propia de marcas y microtexturas superficiales, empleando un microscopio binocular Olympus y un microscopio electrónico de barrido MEB (Jeol 6460LV) (CITIUS, Universidad de Sevilla). Para una mayor precisión de los métodos geoarqueológicos y de la aplicación de las técnicas aquí desarrolladas, se remite a nuestro trabajo Caro et al., 2011.

DISTRIBUCIÓN DE YACIMIENTOS POR ÁMBITOS GEOMORFOLÓGICOS: INDUSTRIAS Y HUELLAS DE USO.

1) *Piedemonte de la Sierra de Esparteros y Cerro Santisteban*. Entre las calizas de la vertiente septentrional de la Sierra de Esparteros y la alta campiña del Guadaira, se identifican restos de un piedemonte a una topografía de + 320 m. de altitud. Hacia la campiña dicho piedemonte está desmantelado y diseccionado por evolución hidrográfica del alto Guadaira y sus afluentes, entre estos el Arroyo Rozalejo, quedando únicamente en posición más elevada los afloramientos calizos en cerros, entre otros, el de Santisteban, todos a una altitud aproximada de +250 m. Este último conforma un karst de calizas tableadas y oolíticas desmantelado a techo, que en su interior muestra una secuencia superpuesta de rellenos detríticos: en

la parte inferior con limos, arenas y clastos de calizas y sílex; y en los tramos superiores con un carácter brechoide y conglomerático, con clastos y bloques. Del techo del nivel inferior y del superior procede una amplia serie de industria lítica (1656 piezas) mayoritariamente en sílex, con presencia de caliza y cuarcita, sin rodamiento, compuesta principalmente por productos de talla (lascas y útiles) (Fernández Caro, 2003).

techo. La litología es la misma descrita en la Terraza alta. Tampoco se ha detectado la presencia de industria lítica. 3) Depósito coluvio-aluvial, de 1 m., de potencia máxima, que enlaza con la llanura de inundación actual, de carácter detrítico, con abundante matriz areno-limosa, canalizado hacia la base, y con gravas y gravillas dispersas a techo, de litología similar a las descritas anteriormente. De su interior se han recuperado algunos fragmentos tallados de sílex.

					Materia Prima %				Rodamiento			
Yacimiento/nivel		Terraza	Formación	Nº piezas	Cta	Sílex	Czo	Otros	RO	R1	R2	≥R3
GUADALQUIVIR	TAR-II	T11	FM	2885	72	25	2	1	95	5	0	0
	TAR.III-1	T11	Gravas	264	92	5	2	1	99	1	0	0
	TAR.III-2	T11	FM	118	94	2	3	1	95	5	0	0
	TAR.III-3	T11	Gravas/SR	727	95	3	1	1	95	5	0	0
	TAR.III-4	T11	Gravas	1275	85	2	5	8	60	30	9	1
	TAR.III-5	T11	Gravas flot.	25	84	4	8	4	95	5	0	0
	MH4	T7	FM	273	92	7	1	0	96	4	0	0
	SAL-2	T10	FM	312	78	20	0	2	81	17	2	0
	CAS-1	T10	Superficie	330	89	10	0	1	85	14	1	0
	PIO-1	T12	Gravas Gms y Gp	62	70	25	0	5	11	27	51	11
	PIO-2	T12	Gravas Sp y Sr	222	74	22	2	2	7	37	38	18
	PIO-3	T12	Gravas Sp y Sr	108	48	50	0	2	17	43	31	9
	PIO-4	T12	FM	54	92	8	0	0	90	4	6	0
	AER-2	T12	FM	45	78	22	0	0	16	84	0	0
	REY-1	T12	Gravas Gm	27	99	1	0	0	0	7	27	64
	REY-3	T12	FM	128	90	9	0	1	58	40	2	0
	PIL-1	T9	superficie	590	91	7	1	1	91	8	1	0
	MOL-1	T9	superficie	2159	94	5	0	1	4	92	4	0
	MAJ-1	T6	superficie	195	99	1	0	0	0	58	37	5
	COR-1	T6	superficie	222	98	1,5	0	0,5	0	54	44	2
	CAL-1	T8	superficie	91	90	9	0	1	20	79	1	0
	TOR-3	T7	superficie	190	85	12	1	2	94	6	0	0
	PAD-1	T7	superficie	950	93	6	0	1	14	51	28	7
GUADAIRA	Barranca-1		superficie	44	75	23	2	0	75	25	0	0
	Membrilla-1	T (+10)	Gravas y gravillas	3	0	100	0	0	100	0	0	0
	La Liebre		Superficie	45	96	2	0	0	100	0	0	0
	Ayo. Roz-1	Col/aluv	Superficie	208	18	80	0	2	100	0	0	0
	Santisteban		Rellenos detríticos	1656	2	92	0	6	100	0	0	0

Tabla 1: Características de los yacimientos analizados en el trabajo: ámbitos geomorfológicos, nº de piezas, materias primas (Cta, cuarcita; sílex; Czo, cuarzo) y rodamientos.

2) *Cuenca hidrográfica del Guadaíra*. En este ámbito geomorfológico identificamos tres sectores:

2.1) *Transversal morfotopográfica Alto Guadaira*: *terrazas de Balbuan*. En este tramo el río presenta un ancho valle aluvial modelado principalmente sobre las margas yesíferas del Trias-Keuper. La sección transversal expone un dispositivo de dos terrazas escalonadas y un depósito de carácter coluvial, topográficamente más bajo que éstas, el cual enlaza con la llanura aluvial actual: 1) Terraza alta a +15 m., de 4 m., de potencia máxima, desmantelada a techo, constituida por un depósito de carácter conglomerático de bloques, gravas y gravillas subangulosos a subredondeados, con matriz de arenas gruesas y medias, estructura planar, parcialmente encostrado. Litológicamente predominan las calizas y areniscas, acompañadas por ofitas y sílex. En el interior del depósito no se ha hallado industria lítica, pero en superficie se han recogido algunos elementos líticos de sílex sin rodar (núcleos y lascas). 2) Terraza baja a +10 m., de 3 m., de potencia máxima visible, desmantelada a techo, con un depósito de gravas y gravillas con abundante matriz areno-limosa, canalizado en la base y conglomerático con estructura planar hacia

2.2) *Transversal morfotopográfica del tramo alto del arroyo Rozalejo*. El arroyo Rozalejo constituye un afluente del Guadaira por la margen derecha. En su tramo de cabecera modela un amplio valle que en una sección transversal muestra los siguientes elementos: 1) Alto depósito aluvial a +15 m., constituido por gravas subangulosas de calizas, areniscas y sílex, en una matriz arenosa pardo-rojiza. En el paraje denominado Pintado Bajo, en la superficie del depósito, se han identificado restos líticos tallados de sílex y de cuarcita no rodados (núcleos y lascas), sin caracterización tecnocultural precisa. 2) Depósito aluvial a + 4 m., con gravas de similares características que las anteriores, sin industria lítica. 3) Depósito coluvio-aluvial sobreimpuesto a arenas pardo-rojizas, dispuesto en forma de manto superficial que enlaza con las topografías más altas de la margen derecha del arroyo. En este manto superficial de gravas se ha recolectado un conjunto lítico muy fresco de 208 piezas elaboradas sobre soportes de sílex, cuarcitas y areniscas (núcleos, lascas y útiles). 4) Depósito de arenas masivas pardo-rojizas sin gravas ni gravillas que enlazan hacia la base con el sustrato de margas.

2.3) *Transversal morfotopográfica del tramo medio y bajo del Guadaíra*. A partir del afloramiento de las calizas del Subbético, el Guadaira recorre la campiña disectando el preorogénico de la depresión del Guadalquivir (olitostromas y margas), configurando el tramo medio y bajo del Guadaíra. En este sector se ha localizado un nivel de terraza media escalonada, de gran continuidad por la margen izquierda que, entre el sitio de La Barranca y el de Marchenilla (8/10 km.) se ubica a +12-10 m., con una potencia máxima de 4-5 m. En La Barranca se identifican dos grandes episodios aluviales. 1) El inferior constituido por un depósito de gravas y gravillas subredondeadas a redondeadas, de areniscas, calizas y sílex, alternantes hacia el techo con niveles de arenas. De este nivel arenoso se ha obtenido una datación con una cronología de 48.860±3.168 BP (OSL). 2) El superior, formado por un depósito areno-limoso con carbonatos de evolución edáfica y, a veces, a techo, presencia de suelos hidromorfos (10 YR). En el nivel inferior no se ha detectado presencia de industria lítica. En superficie, y en asociación con los suelos 10 YR, se ha recogido una serie de 44 piezas sin rodar de cuarcitas y sílex (núcleos, lascas y útiles).

En el entorno del Castillo de Marchenilla el nivel de terraza aluvial se posiciona a +10 m. Se compone de tres ciclos sedimentarios granodecrecientes, con predominio de gravas y gravillas en la base y depósitos arenosos y/o finos hacia techo, los tres superpuestos y de potencia métrica. Litológicamente las gravas se caracterizan por el predominio de areniscas, calizas y sílex. A techo de la terraza existen carbonatos de evolución edáfica. Del nivel de finos del ciclo intermedio se ha obtenido una datación con una cronología de 103.448±7.984 BP (OSL). Todos los niveles sin industria lítica. En el sitio denominado Torre de la Membrilla se ha identificado un tramo de paleocauce del Guadaíra, con morfología meandriforme, encajado en este nivel de terraza (+12 m.). En el fondo de la topografía del paleocauce aflora un conglomerado aluvial compacto de cantos homométricos subangulosos-subredondeados, con centilo de 5-7 cm., y gravillas con matriz arenosa. La naturaleza litológica predominante es de areniscas, calizas y sílex. En este nivel se ha detectado la presencia de algunas lascas de sílex de aspecto levallois, sin rodamiento (R0). Por debajo del nivel de la terraza media La Barranca-Marchenilla, en el sitio de La Liebre, se reconoce sobre el afloramiento Plioceno de calcarenita alterada de la Formación Alcores, un depósito coluvial en superficie a +15-10 m., del Guadaíra, procedente del desmantelamiento del nivel T12 del Guadalquivir. En él se ha recogido industria lítica, mayoritariamente de cuarcita, sin rodar (R0) (núcleos, lascas y útiles).

3) *Terrazas del Pleistoceno Superior del Guadalquivir*. Para la caracterización geoarqueológica de este ámbito geomorfológico hemos seguido tres criterios: uno cronoestratigráfico, otro geomorfológico, y un tercero de correlación tecnotipológica. A partir del primero de ellos hemos seleccionado los sedimentos aluviales de las terrazas T11 (+44 m.) y T12 (+28 m.) del Guadalquivir, ya que el Guadaira al enlazar con éste disecta ambos niveles de terrazas. Tomando como referencia el nivel T11 en Tarazona, cuya base aporta una cronología de >129 ky BP (OSL), y los carbonatos de evolución edáfica de la T12 en las Jarillas, con una cronología 80 ky BP (UTh), se han seleccionado 10 conjuntos líticos. Por su parte, la aplicación del criterio geomorfológico nos permite incluir en las series aluviales del Pleistoceno Superior otros sedimentos lacustres-palustres y horizontes edáficos a techo de diferentes niveles de terrazas entre la T12 (+26-29 m.) y la T7 (+95-100 m.). En ellos se han seleccionado 7 series líticas. Para estos conjuntos tomamos como referencia cronológica la correlación del depósito lacustre-palustre de Saltillo (SAL-3.2) en T10 (+45-55 m.), interpretado como el evento magnetoestratigráfico negativo Biwa 1 (aprox. 180.000 B.P.) (Baena y Díaz del Olmo, 1994). En tercer lugar para los yacimientos de superficie hemos seguido un criterio de caracterización tecnotipológica, el cual permite su correlación con los conjuntos situados en posición estratigráfica. Los conjuntos líticos seleccionados son 9.

- Depósitos aluviales de barras de gravas, compuestas litológicamente por cuarcitas y cuarzos (75-80%) y otras (areniscas, sílex, pizarras, granitos, etc.). En Pionner (PIO-1) se ha recuperado una serie de 62 piezas (71% cuarcita, 25% sílex y 5% otras), distribuidas entre núcleos (32%), lascas (47%) y utensilios (21%), entre estos últimos el 15% son del grupo bifacial, la mayoría con rodamiento de tipo medio (R2, 50%) o alto (R3, 10%).

- Depósitos aluviales de barras de arenas con gravas y gravillas en la matriz. La composición litológica está dominada por la cuarcita (60-65%) y el cuarzo (20-25%), acompañadas por areniscas, pizarras, calizas, etc. En los conjuntos líticos, las lascas simples suelen ser mayoritarias (≈ 55%), frente a núcleos (≈32%) y utensilios (≈17%); el macroutillaje aparece de forma testimonial en algunos conjuntos. La materia prima dominante es la cuarcita, sobre todo en las series de la T11 (TARIII-1, 3, 4 y 5) más del 80%. En los conjuntos de la T12, el sílex aumenta considerablemente (22% en PIO-2 y 50% en PIO-3). El rodamiento las industrias presentan una doble situación: en la T11 aparecen mayoritariamente sin rodamiento (R0 y R1), mientras que en la T12, aunque hay elementos sin rodar, la mayoría muestran un elevado rodamiento (R2 y R3).

- Depósitos aluviales masivos limo-arcillosos y areno-arcillosos, frecuentemente con presencia de gravillas (y gravas) flotando en la matriz o en pequeños canalillos. La litología está representada por cuarcita (45%), cuarzo (25%), arenisca cuarcítica (15%) y otros (15%), pero generalmente de unas dimensiones que no son aptas para la talla. Por su parte, la industria es mayoritariamente de cuarcita, si bien se ofrece una doble situación: conjuntos en los que el sílex es minoritario (MH4, TARIII-2, PIO-4, REY-3 y CAU-1) y otros en los que supera el 20% (SAL-2, TAR-II y AER-2). Las lascas simples son mayoritarias (≈55%), siendo destacable la alta representatividad de los utensilios (>20%). El macroutillaje solamente presenta cierta significación en TAR-II. La industria se muestran casi siempre

muy fresca (R0, 90%) o levemente rodada (8%), y en alguna ocasión con R2 (2%).

- Los yacimientos en superficie muestran series extensas con alta representatividad de lascas simples (≈47%), pero también con un grupo muy importante de utensilios (≈28%), mayoritariamente sobre lasca. Litológicamente domina la cuarcita (92%), mientras que el sílex está en baja proporción (5-10%). El rodamiento es variable, dominando las series sin rodar (R0, 90%), en otras los elementos medianamente rodados (R2) pueden llegar al 30%, e incluso, en las terrazas más altas (T6 y T7) los muy rodados (R3) tienen cierta importancia.

4) *Caracterización del uso en bordes de lascas en cuarcita*. El estudio de las huellas de usos de lascas en cuarcitas con rodamiento nulo (R0), a escala de 1 mm., pone de manifiesto su generalizada utilización. Tomando como referencia la serie de TAR-III se resaltan tres tipos de bordes. En primer lugar, los bordes de las lascas con aristas pulidas pero no las zonas deprimidas (*valles*), sobre todo cuando se avanza hacia el interior del borde de la lasca (Fig. 1). El segundo grupo, se refiere a las huellas de uso vinculadas a los filos derivados de las concavidades de talla. En ellos se observa un desgaste intenso de las escotaduras con presencia de estrías perpendiculares de tamaño micrométrico a las mismas. Por último, resaltamos las lascas con filo muy espeso y delineación microdenticulada. A nivel de detalle en estos filos se observa un gradiente desde la posición más externa al interior de la lasca, con dos franjas: las aristas más sobresalientes del filo, en las primeras 100 micras, quedan ligeramente más desgastadas, que las del borde interno entre 100 y 300 micras. Los usos específicos de las lascas no se han podido identificar.

CORREDOR REGIONAL DE HOMÍNIDOS: INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

En el entorno regional la existencia de conjuntos líticos del Paleolítico Medio está referida en las terrazas medias y altas del Guadalquivir (Caro et al., 2011), en el yacimiento de Santisteban (Fernández Caro, 2003) y el tramo inferior de la cuenca hidrográfica del Guadaira. Tomando como referencia los yacimientos conocidos e incorporando otros nuevos en este trabajo, se han seleccionado 28 conjuntos, caracterizados por la presencia de núcleos, abundante industria sobre lasca y, ocasionalmente, macroutillaje. En todos los casos los núcleos de tipo discoide son frecuentes, desde los de mediano tamaño (5-7 cm.) hasta los pequeños derivados del agotamiento por talla (4-2 cm.). Con carácter general cuanto mayor es la presencia de sílex, más diversificada es la industria sobre lasca (sobre todo raederas, muescas y raspadores). En las lascas de cuarcita, el análisis de los filos demuestra un gradiente de intensidad de uso, desde una utilización muy superficial que afecta a las aristas pero no a las zonas deprimidas, hasta filos espesos con bordes profundamente desgastados.

En las terrazas medias del Guadalquivir (T10, T11 y T-12), las localizaciones con Paleolítico Medio en depósitos de barras y lacustres-palustres, las industrias se presentan prioritariamente sin rodamiento o mínimamente desplazadas dentro de su llanura aluvial, con predominio de la industria sobre cuarcita, alcanzando el sílex el valor más alto (25-50%) en la T12. A nivel de yacimientos a techo de las terrazas hay que resaltar la presencia de los conjuntos líticos asociados a suelos hidromorfos (10 YR) o suelos vérticos (TARIII-2, 10 YR 6/4), posteriores a 104 ky., (Caro et al., 2011), todos con industria sin rodar, fundamentalmente en cuarcitas (85%).

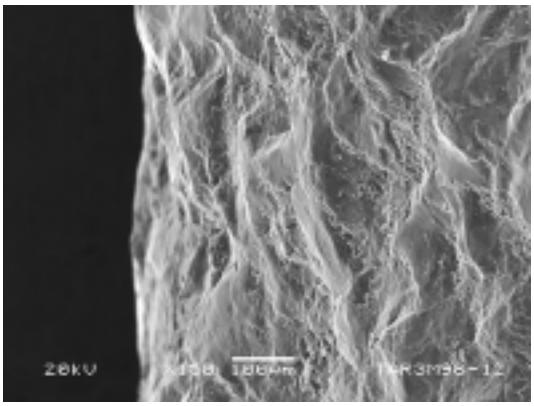


Fig. 1: Borde de lasca de cuarcita con aristas pulidas y valles *(zonas deprimidas) sin pulir (TARIII-3).*

En el Guadaira, aguas abajo del contacto con las unidades del Subbético, las industrias están siempre sin rodamiento (R0), conformando localizaciones geoarqueológicas de talla *in situ*. Las dos materias primas de mejor calidad utilizadas en la talla lítica son el sílex y la cuarcita. La distribución territorial de estas materias primas es significativa. Los cantos de cuarcita proceden de los depósitos aluviales de las terrazas del Guadalquivir. Descontando la localización de La Liebre, el resto de los yacimientos, principalmente el de arroyo Rozalejo, son lugares de aportación de la cuarcita, ya que los afloramientos geológicos de estas no forman parte de la cuenca hidrográfica del Guadaira. Su presencia, por tanto, se vincula de manera exclusiva a la incorporación antrópica de esta materia prima, a los ámbitos geomorfológicos fuera del estricto valle del Guadalquivir.

Por su parte los conjuntos líticos elaborados en sílex se distribuyen a los largo del piedemonte de la Sierra de Esparteros y valle del Guadaíra, constatándose un mayor porcentaje en los cerros de caliza del Subbético, que mantienen restos de ese pidemonte, frente a los depósitos aluviales aguas abajo de este río. En los yacimientos de las terrazas del Guadalquivir la presencia de industrias líticas en sílex del Paleolítico Medio es habitual, habiendo sido interpretadas en el sitio de TARII-1 (Caro et al., 2011), como materia prima procedente del Subbético a más de 30 km. de distancia.

Desde el punto de vista cronoestratigráfico las nuevas cronologías aquí aportadas junto a las ya conocidadas de Tarazona permiten determinar para el Paleolítico Medio del Guadalquivir y Guadaira dos bloques cronológicos: 1) El primero de corta duración, desde el final del Pleistoceno Medio y comienzos del Pleistoceno Superior (MIS6/MIS 5) (>129 ky y <104 ky), con predominio de muescas,

raederas y cantos tallados (TARIII-4 y 5; PION-1-2 y 3). 2) El segundo de más larga duración (<110 ky, e incluso de 50 ky), formado por conjuntos líticos de alta diversidad de útiles sobre lasca, con presencia de técnica levallois y testimonios de herramientas bifaciales (TARII; TARIII-1,2,3; SAL-2; CAS-1; MH4; PIO-4; AER-2; REY-1,3; PIL-1; MOL-1; MAJ-1; COR-1; CAL-1; TOR-3; PAD-1; Barranca; Membrilla; La Liebre, Rozalelo y Santisteban).

Teniendo en cuenta la distribución geoarqueológica de las localizaciones, entre el pidemonte de la Sierra de Esparteros y las Terrazas Medias del Guadalquivir, el valle del Guadaira permite definir una superficie de enlace geomorfológica como corredor de homínidos regional. Su rango cronológico se establece durante el Pleistoceno Superior desde el final del MIS 6. A partir de las características tecnotipológicas de la industria, puede afirmarse que se trata de un corredor multifuncional con tres grandes tipos de actividades: de aprovisionamiento y distribución de materias primas, de talla lítica y de actividades antrópicas que implican el uso de la industria. Sus yacimientos arqueológicos son al aire libre, algunos con carácter de asentamiento primario, tanto de tipo taller (TARIII-1 y 3, MH4, MOL-1), como asentamiento habitual (TARII, TARIII-4, SAL-2, CAS-1, CAU-1, SANTISTEBAN) o asentamiento esporádico (TARIII-2, PIO-4, REY-3, COR-1, MAJ-1, ROZ-1); finalmente, otros son de carácter indeterminado (TARIII-5, PIO-1,2,3, REY-1, PAD-1, PIL-1, AER-2, CAL-1, Membrilla, Barranca, La Liebre).

Los conjuntos líticos son concordantes con las industrias de Paleolítico Medio regional de los valles fluviales. Vallespí (1989) caracterizó como Paleolítico Medio indeterminado de “tradición achelense o de aspecto postachelense” los conjuntos con abundancia de núcleos, presencia de cantos tallados y desarrollo de tipos sobre lascas. Posteriormente, la diversificación de yacimientos ha ratificado esta caracterización y precisado cronoestratigráficamente en el yacimiento de Tarazona el tránsito del Modo 2 al Modo 3 (Caro et al., 2011). Junto a esto el único yacimiento de Paleolítico Medio clásico, exento de tradición achelense, ha sido reconocido en Santisteban (Fernández Caro, 2003).

La búsqueda de materias primas de mejor calidad para la talla es una constante en la interpretación de los conjuntos de Paleolítico medio (Baena et al., 2008, Eixea et al., 2011), y recientemente desde el punto de vista territorial se ha resaltado el valor de las cuencas fluviales de ríos afluentes medianos como ámbitos para el desarrollo de estrategias de movilidad, búsqueda de materias primas y actividades de subsistencia (Richards et Trinkaus, 2009; Browne et Wilson, 2011; Rots, 2013).

CONCLUSIONES

Frente a la distribución generalizada de las industrias de Paleolítico Medio en el Guadalquivir, en el Guadaira la distribución de los sitios no es generalizada, sino que están asociados a ámbitos concretos de la evolución geomorfológica aguas abajo del piedemonte del Subbético y del tramo inferior de su cuenca fluvial. En este sentido el corredor de homínidos del Guadaira muestra una doble conjunción tecnotipológica: con permanencia de la tradición achelense y con un modelo clásico del Paleolítico Medio. El continuum geomorfológico que se establece entre el piedemonte de la Sierra de Esparteros hasta las terrazas del Guadalquivir, siguiendo el valle del Guadaira, permite la circulación antrópica para el aprovisionamiento de sílex y la difusión de la cuarcita.

En consonancia con este corredor los yacimientos estudiados manifiestan una alta variabilidad geoarqueológica, de funciones y de diversificación de la materia prima. Esta última, particularmente relacionada con dos vectores: 1) la distancia al Subbético y 2) con la evolución cronológica durante el Pleistoceno Superior donde se han establecido dos episodios: (>129 ky y <104 ky), con predominio de muescas, raederas y débil presencia de útiles bifaciales; y (<110 ky, e incluso de 50 ky), con alta diversidad de útiles sobre lasca.

Agradecimientos.

Este trabajo es una contribución al Proyecto HAR2011-23798 (Plan Nacional 2011-2014).

Bibliografía:

Baena Preysler, J., Polo, J., Bárez Cueto, S., Cuartero Monteagudo, F., Roca, M., Lázaro Lázaro, A., Nebot, A., Pérez-González, A., Pérez, T., Rus, I., Rubio, D., Martín Puig, D., Manzano, C., González, I., Márquez, R. (2008). Tecnología musteriense en la región madrileña: un discurso enfrentado entre valles y páramos de la Meseta sur. *Treballs d'Arqueologia*, 14, 249-278.

Browne,C., Wilson, L. (2011). Resource selection of lithic raw materials in the Middle Palaeolithic in southern France. *Journal of Human Evolution*, 61, 597-608.

Caro, J.A., Díaz del Olmo, F., Cámara, R., Recio, J.M., Borja, C. (2011). Geoarchaeological alluvial terrace system in Tarazona: Chronostratigraphical transition of Mode 2 to Mode 3 during the Middle-Upper Pleistocene in the Guadalquivir River valley (Seville, Spain)", *Quaternary International*, 243, 143-160.

Díaz del Olmo, F., Baena, R. (1997). Interpretación de la Secuencia General del Guadalquivir (Valle Medio y Bajo): Terrazas fluviales y Paleolítico. *Cuaternario Ibérico, AEQUA. Edt. J. Rodríguez Vida*l, 273-282. Huelva.

Eixea, A., Villaverde, V., Zilhão, J. (2011). Aproximación al aprovisionamiento de materias primas líticas en el yacimiento del Paleolítico medio del Abrigo de la Quebrada (Chelva, Valencia). *Trabajos de Prehistoria*, 68 (1), 65-78

Fernández Caro, J.J. (2003). El musteriense clásico de la paleocavidad del cerro de Santisteban (Morón de la Frontera, Sevilla). *Spal* 12, 53-80. Universidad de Sevilla.

Richards, M.P., Trinkaus, E. (2009). Isotopic evidence for the diets of European Neanderthals and early modern humans. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106, 16034-16039.

Rots, V. (2013). Insights into early Middle Palaeolithic tool use and hafting in Western Europe. The functional analysis of level IIa of the early Middle Palaeolithic site of Biache-Saint-Vaast (France), *Journal of Archaeological Science*, 40, 497-506.

Vallespí, E., (1989). Paleolítico Medio indeterminado de aspecto postachelense, en ámbitos fluviales del Sur y Centro de la Península Ibérica. *Velia*, 6, 7-20.

LA SECUENCIA CRONOESTRATIGRÁFICA DEL PALEOLÍTICO SUPERIOR DE LA CUEVA DE COÍMBRE (ASTURIAS, ESPAÑA)

D. Álvarez-Alonso (1), J. Yravedra (2), M. de Andrés-Herrero (3), A. Arrizabalaga (4), J. F. Jordá (5) y J. Rojo Hernández (3)

(1). Dpto. de Prehistoria y Arqueología. UNED-Asturias, Avda. Jardín Botánico 1345, Gijón. dalvarez@gijon.uned.es
(2). Dpto. Prehistoria, UCM. C/Profesor Aranguren s/n, Ciudad Universitaria. Madrid. joyravedra@hotmail.com
(3). Dpto. de Prehistoria y Arqueología. UNED. mariadandres@gijon.uned.es; julio.a.rojo@gmail.es
(4). Área de Prehistoria. UPV/EHU. c/Tomás y Valiente, s/n. E-01006 Vitoria-Gasteiz. alvaro.arrizabalaga@ehu.es
(5). Dpto. de Prehistoria y Arqueología. UNED. Ciudad Universitaria, Pº Senda del Rey, 7. E-28040 Madrid. jjorda@geo.uned.es

Abstract. Upper Paleolithic chronoestratigraphical sequence of Coímbre cave (Asturias, Spain): *This paper shows the first results of the archaeological excavation of Coímbre B, a site which until this moment has provided evidences of a rich Upper Magdalenian habitat, as well as Lower Magdalenian and Gravettian occupation remains. Stratigraphical sequence identified in B zone of Coímbre cave, significantly influenced by the movement of a seasonal and frequent water current, but in a more marginal form by the end of Upper Paleolithic each time, conditioned an sporadic human presence in B zone, combined with the occupation of another areas of the cave, thus becoming in a preferential habitat area in the moment in which water flow ceases definitely. This levels succession shows, in a graphic way, how had influenced different climatic oscillations in karstic activity and in the human occupation model developed in Coímbre cave.*

Palabras clave: Estratigrafía, Gravetiense, Magdaleniense, Región Cantábrica.
Key words*: Cantabrian Region, Gravetian, Magdalenian, Stratigraphy.*

INTRODUCCIÓN

La cueva de Coímbre (Peñamellera Alta, Asturias) se localiza en monte Pendendo (532 m), a unos 135 m sobre el nivel del mar y a 33 m sobre el río Besnes, que desemboca en el Cares a la altura de Niserias, aproximadamente a 1 km aguas abajo de la cueva. La cueva presenta una orientación S-SW, con un desarrollo horizontal que alcanza los 4 km, y un desnivel que supera los 70 m, distribuidos en varias galerías y pisos. Descubierta científicamente en 1971, las primeras excavaciones tienen lugar en 2008, realizándose de manera ininterrumpida cinco campañas de excavación, centradas sobre todo en la zona más al interior, la zona B, sobre una superficie de 4 m^2 (Álvarez-Alonso *et al.*, 2009, 2011, e.p.). Estas excavaciones han proporcionado una rica y variada secuencia de ocupación, con varios niveles magdalenienses y un nivel fechado en el final del Gravetiense, momento en el que parece comenzar la actividad humana documentada en la zona B de la cueva.

CONTEXTO GEOLÓGICO Y GEOGRÁFICO

La cueva, que se ha desarrollado sobre calizas carboníferas de la Formación Barcaliente, de edad Carbonífero inferior, se sitúa geológicamente dentro de la Región del Cuera y más en concreto en la Unidad del Ponga, perteneciente a la Zona Cantábrica, muy cerca ya del límite con la Unidad de Picos de Europa (Marquínez, 1988). Geomorfológicamente se enmarca en el borde S de la Sierra del Cuera, al N del macizo central de los Picos de Europa (Martínez García, 1981), en el extremo oriental de la Cordillera Cantábrico-Asturiana del Macizo Hespérico Septentrional (Martín Serrano, 1994). La cueva se formó como sumidero de un primitivo valle ciego que recogía las aguas de lo que ahora es el valle de Besnes, valle que fue capturado por un pequeño riachuelo subsidiario del Cares, que dio lugar al encajamiento del río de Besnes y al abandono del sumidero de Coímbre, que se encuentra en estos momentos colgado unos 40 m por encima del cauce actual del río.

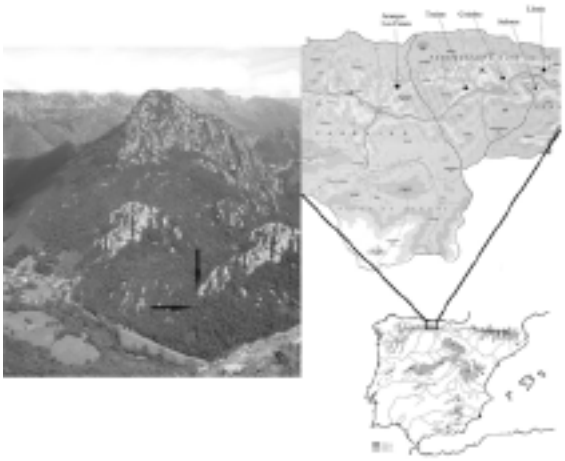


Fig. 1: Situación de la cueva de Coímbre (Álvarez Alonso et al., 2009)

Para proceder a su estudio, la sala superior o principal de la cueva, donde se localiza el yacimiento, se dividió en 4 cuadrantes denominados A, B, C y D. Hasta la fecha, los trabajos arqueológicos se han centrado parcialmente en la zona A y sobre todo en la B. Esta segunda zona de excavación se corresponde con una pequeña cámara situada en el fondo de la gran sala de entrada, en su extremo NE, formada sobre una repisa generada por espeleotemas y limitada por formaciones y bloques, situada a unos 3,40 m por debajo de la cota de la entrada de la cueva.

LA SECUENCIA CRONOESTRATIGRÁFICA

Tras la última campaña de excavación, la secuencia de Coímbre B ha quedado establecida de la siguiente manera:

- Nivel 1. Magdaleniense superior
- Nivel 2. Magdaleniense superior inicial
- Nivel 3. Estéril
- Nivel 4. Magdaleniense inferior
- Nivel 5. Estéril
- Subnivel 5.1. Hogar. Cronológicamente compatible con un horizonte transicional Solutrense/ Magdaleniense
- Nivel 6. Gravetiense
- Nivel 7. Estéril (potente depósito de arenas de origen fluvial)

En la formación de los distintos niveles han interactuado, en primer lugar, procesos sedimentarios y erosivos de origen fluvial, procesos gravitacionales de caída de bloques de roca y espeleotemas, y procesos antrópicos, que también han eliminado parte del sustrato. De este modo, la secuencia sedimentaria conocida comienza con un periodo prolongado en el que la zona más al fondo de la sala principal de la cueva está permanentemente sometida a la actividad fluvial (nivel 7). Este horizonte está representado por un paquete de arenas amarillas estériles -con un espesor visible de 1,8 m- dispuestas en láminas milimétricas y centimétricas horizontales, que alternan con láminas de limos en ciclos de carácter granodecrecientes.

Tras esta fase de duración indeterminada, en donde la zona B de Coímbre no es habitable por su estado permanente de encharcamiento, parece que comienzan a producirse ciclos de menor actividad hídrica en este punto. Como consecuencia se producen fases de sequía o cese del flujo de entrada de agua, que permiten el asentamiento humano en esta zona de la cueva. De este modo, las primeras ocupaciones humanas registradas se asientan sobre el sustrato arenoso, correspondiendo a un horizonte ubicado en el tramo final del Gravetiense (nivel 6), en torno a 24 ka BP. El nivel 6 es un horizonte de arenas limoso arcillosas, de color marrón oscuro y unos 4-7 cm de espesor, con abundantes restos líticos y faunísticos.

Nuevamente, tras esta ocupación se reactiva el flujo de agua, volviendo a sedimentar arenas y limos. La circulación de agua, siempre de baja intensidad aunque con cierta alternancia en los flujos de mayor a menor fuerza de arrastre, debió provocar la erosión de la parte superficial del nivel 6 a la par que la sedimentación de un nuevo horizonte de arenas. Dentro de este nuevo paquete estéril (nivel 5), de entre 0,2 a 15 cm de potencia según la zona, se hallaron de manera aislada, alguna pieza lítica, así como unos pocos restos óseos de fauna, totalmente descontextualizados dentro de las arenas. Igualmente, dentro de este nivel de arenas se localizó un hogar de pequeñas dimensiones y bastante bien conservado (unidad 5.1.), aunque ligeramente lavado por la acción fluvial. Esta alternancia de niveles de arenas estériles y restos de ocupación más prolongados o más esporádicos, son el ejemplo de la existencia de una acción fluvial intermitente dentro de la cueva. El hogar posee una cronología situada en torno a 17 ka BP. Sobre el nivel 5 ya encontramos un nivel perteneciente al Magdaleniense inferior, el 4 (aprox. 15.7 ka BP), por lo que podemos hablar de un hiato de unos 9.000 años (en fechas Cal BC) entre el nivel 6 y la siguiente evidencia antrópica, el hogar, en el cual o bien la zona B de la cueva fue totalmente inhabitable, o si al menos pudo ser habitable en

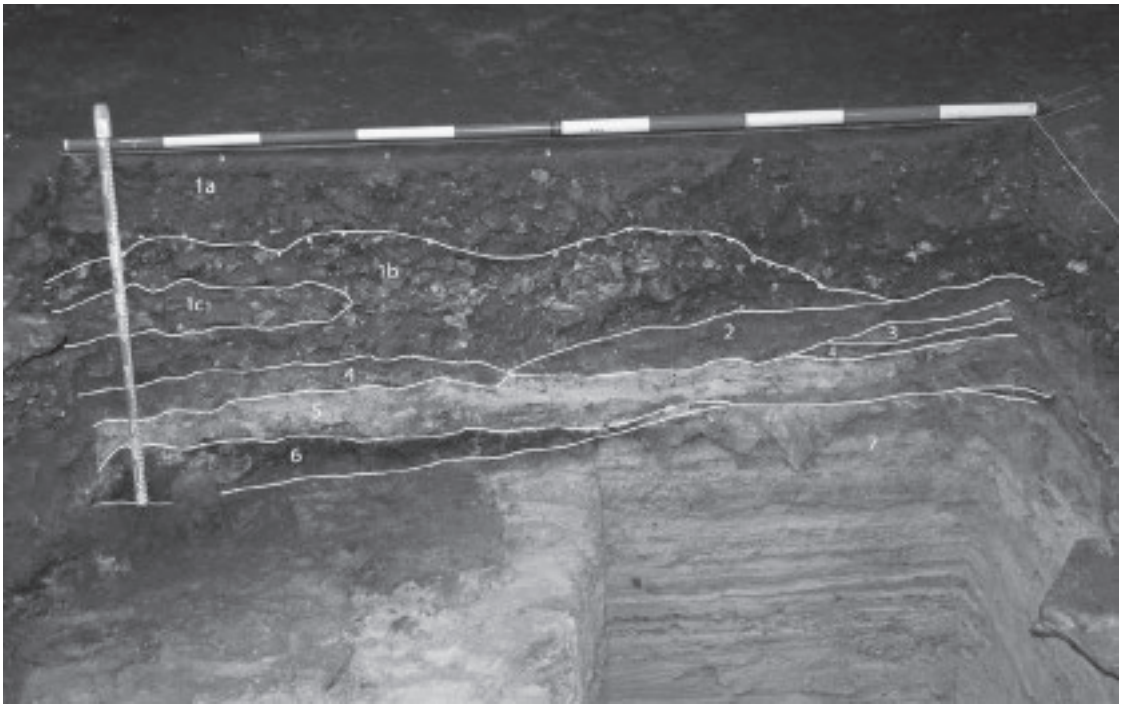


Fig. 1: Secuencia estratigráfica visible en el perfil oeste de la excavación. Coímbre B

alguna ocasión puntual, los restos de aquellas ocupaciones han sido erosionados por completo.
Esta sedimentación de arenas se combina con sucesivos eventos de caída o desprendimiento del techo, muy evidentes y notables a techo del nivel 7 y sobre el nivel 6, quedando este último individualizado por sendos eventos de desprendimiento de placas. Entre los niveles 4 y 5 también se produce esta misma circunstancia. Tradicionalmente, estos eventos se asocian con procesos de gelifracción producidos en momentos de frío intenso. La situación de la zona B, muy al interior de la cueva y con poca oscilación térmica en la actualidad -entre los meses más fríos del invierno y los más cálidos del verano hay poca variación de temperatura- junto con la constatación en la cueva de importantes derrumbes y hundimientos, hace que nos planteemos también como hipótesis, la existencia de eventos sísmicos que hayan provocado desprendimientos o caídas de placas del techo.

Sobre el nivel 5 ya nos encontramos un nivel del Magdaleniense inferior (nivel 4), de 2 a 10 cm de arenas limosas de color marrón, sellado parcialmente en algunos puntos por un nivel de arena estéril (nivel 3) de 2 cm de espesor máximo, mientras que en otras se deposita sobre él el nivel 2, perteneciente ya a una ocupación humana del Magdaleniense reciente. A partir de este momento parecen quedar en segundo lugar los procesos de formación y alteración de origen natural, para empezar a primar los procesos antrópicos. Desde este momento, que situamos en el Magdaleniense reciente -exactamente entre el final del Magdaleniense medio y el inicio del superior (niveles 2 y 1)- la ocupación de esta zona de la cueva es más estable, lo que debió provocar la adecuación y organización del espacio por parte de los habitantes de la cueva.

El nivel 2, de 5 a 10 cm de arenas limosas de color marrón, que presentan geometría tabular, es menos denso en contenido arqueológico que el nivel 1, pero ambos se muestran como una misma secuencia o unidad arqueológica, ya que desde este momento la ocupación se intensifica y se hace muy recurrente en esta zona, durante unos 700 años. Este nivel 2 es difícil de atribuir con certeza a un momento final del Magdaleniense medio o inicial del Magdaleniense superior, porque con seguridad estas clásicas subdivisiones culturales no dejan de ser arbitrarias y tipológicas. El nivel 2 presenta rasgos muy característicos de ambos, y su datación, junto con la solución de continuidad que existe con el nivel 1, nos indica que estamos ante un mismo proceso de ocupación humana, por parte seguramente de los mismos grupos humanos a lo largo de varias generaciones. Estamos, por lo tanto, ante una secuencia muy interesante para analizar la evolución del Magdaleniense medio hacia el superior, planteándonos si estos constructos culturales realmente son tales o estamos ante uno de los casos que evidencian que tras el Magdaleniense inicial cantábrico (arcaico e inferior), nos encontramos ante un Magdaleniense reciente (constituido por las fases IV, V y VI de la clásica división; es decir, el Magdaleniense medio y superior), como así parece suceder (González Sainz y González Urquijo, 2004), dividiéndose así el Magdaleniense cantábrico en dos grandes bloques.
Con la intensificación de las ocupaciones humanas (nivel 1), favorecidas ya por el cese de la actividad fluvial, se empiezan a constatar procesos de limpieza de las superficies del área de ocupación, que en ocasiones conlleva la sobreexcavación del suelo y el amontonamiento intencionado de desperdicios (restos óseos fundamentalmente) en una zona concreta, el extremo S-SE de la plataforma. Parece ser que esta actividad fue repetida varias veces en el tiempo, lo que unido a la potencia del nivel 1 nos demuestra la existencia de una ocupación muy importante y reiterada en la cueva. Este nivel 1, tiene un espesor variable, que oscila entre los 15 y los 40 cm, con sedimentos limoso-arcillosos de color negro, rico en materia orgánica, muy plástico, con presencia de cantos (centil 20 cm, media 1 cm) y plaquetas fragmentadas. El nivel, debido a la complejidad que presenta, fruto de la actividad humana tan intensa registrada en él, ha sido subdividido en varios horizontes, todos ellos contemporáneos: 1a, 1b y 1c (Álvarez Alonso et al., e.p.). El subnivel 1b, ha sido datado en 12.840±70 BP (Beta-271250), fecha válida para el conjunto del nivel 1.

La presencia de variada industria ósea, entre la que destaca la presencia de arpones, ausentes en el nivel 2, nos ayuda a caracterizar este horizonte (nivel 1) como un clásico Magdaleniense superior inicial. Entre los arpones del nivel 1, destaca un fragmento de dos hileras, poco abundantes en el Cantábrico y muy escasos en la zona occidental, lo que intensifica la relevancia de este hallazgo. A esto debemos añadir que la presencia de esta pieza en un momento cronológico que nos sitúa en los inicios del Magdaleniense superior en el Cantábrico, nos hace cuestionarnos o plantearnos muchas de las hipótesis tradicionalmente apuntadas sobre la aparición/invención de estas piezas. El Conde de la Vega del Sella ya indicó que en el Magdaleniense V coexistían arpones de una y dos hileras de dientes. Con este hallazgo se constata que los arpones de dos hileras no sólo están presentes en este contexto, sino que parecen hacerlo desde un momento muy temprano en coexistencia con los ejemplares de una hilera, como así sucede en el nivel 1 de Coímbre B.

CONCLUSIONES

La secuencia de ocupación en la zona B de Coímbre nos muestra el alto condicionamiento que han imprimido los distintos agentes geomorfológicos dentro de la cueva, fundamentalmente los de origen fluvial. Esto ha motivado que la habitabilidad de este espacio, en concreto, haya sido puntual y esporádica hasta una fase avanzada del Magdaleniense, momento en el cual la cueva de Coímbre parece constituirse como un importante núcleo de ocupación/agregación en el occidente cantábrico. La densidad de ocupación durante este periodo del Magdaleniense superior inicial, y la ausencia de ocupaciones posteriores nos remiten, no ya a condicionamientos de tipo geológico, como había sucedido con anterioridad, sino más bien a cuestiones derivadas de la propia dinámica social/económica de los grupos humanos cazadores-recolectores de finales del Pleistoceno superior cantábrico. Los trabajos de excavación y el estudio

de la cueva nos ha abierto otra vía de interpretación de cara al estudio de la evolución del karst y al análisis de las numerosas evidencias de hundimiento y derrumbe documentadas en la cueva, al menos desde la segunda mitad del Pleistoceno superior, la paleosismología. De confirmarse, estos fenómenos vendrían a unirse al resto de factores y procesos geomorfológicos documentados en el interior de la cueva, y que sin duda han condicionado la habitabilidad de la cueva durante el Paleolítico superior.

Agradecimientos: La Fundación Mª Cristina Masaveu ha financiado este proyecto. Mostramos nuestro agradecimiento a todos los voluntarios que con su trabajo han contribuido, tanto en el trabajo de campo como en el laboratorio.

Referencias bibliográficas

Álvarez Alonso, D., Yravedra, J., Arrizabalaga, A., Jordá Pardo, J. F. & Heredia, N. (2009). La cueva de Coímbre (Peñamellera Alta, Asturias, España): su yacimiento arqueológico y su santuario rupestre. Un estado de la cuestión en 2008. *Munibe*, 60, 139-155

Álvarez Alonso, D., Arrizabalaga, A., Jordá Pardo, J. F. & Yravedra, J. (2011). La secuencia estratigráfica magdaleniense de la cueva de Coímbre (Peñamellera Alta, Asturias, España). *Férvedes,* 7, 57-64

Álvarez Alonso, D., Yravedra, J., Arrizabalaga, A. & Jordá Pardo, J. F. (e.p.). Excavaciones arqueológicas en la cueva de Coímbre (Besnes, Peñamellera Elta). Campañas 2008-2012. *Excavaciones Arqueológicas en Asturias 2007-2012.*

González Sainz, C. & González Urquijo, J. E. (2004). El Magdaleniense reciente en la región cantábrica. En: *Las sociedades del Paleolítico en la región cantábrica.* (M. Fano, ed.) *Kobie,* 8, 275-308

Marquínez, J. (1988). Mapa geológico de la Región del Cuera y Picos de Europa (Cordillera Cantábrica- NW de España). *Trabajos de Geología*, 18, 137-144

Martínez García, E. (1981). La Geología y el relieve de Asturias. En: *Enciclopedia Temática Asturiana* (S. Cañada, ed.), Gijón, 57-124

Martín Serrano, A. (1994). Macizo Hespérico Septentrional". En: *Geomorfología de España* (M. Gutiérrez Elorza, ed.), Madrid, 25-62.

GALERÍA BAJA Y SU RELACIÓN CON EL YACIMIENTO DE LA SIMA DEL ELEFANTE (CUEVA MAYOR, SIERRA DE ATAPUERCA, BURGOS)

A. I. Ortega[1,2], I. Campaña[1], A. Benito-Calvo[1], J.M. Parés[1], A. Pérez-González[1], M.A. Martín-Merino[2], R. Huguet[3,4], J. Vallverdú[3,4], R. Pérez[7], A. Aramburu[5], J.L. Arsuaga[6], J.M. Bermúdez de Castro[1], E. Carbonell[3,4].

(1) Centro Nacional de Investigación Sobre Evolución Humana (CENIEH). Paseo de la Sierra de Atapuerca s/n, 09002 Burgos, España.
(2) Grupo Espeleológico Edelweiss (GEE). Excma. Diputación Provincial de Burgos. Paseo del Espolón s/n. 09071 Burgos, España.
(3) Institut Català de Paleoecología Humana i Evolució Social (IPHES). C/ Marcelli Domingo s/n Campus Sescelades URV (Edifici W3). 43007 Tarragona. España.
(4) Universitat Rovira i Virgili (URV), Campus Catalunya. Avda. de Catalunya 35, 43002 Tarragona, España.
(5) Universidad del País Vasco. C/ Sarriena s/n, 48940 Leioa, Vizcaya, España.
(6) Centro Mixto UCM-ISCIII de Evolución y Comportamiento Humanos Instituto de Salud Carlos III. C/ Sinesio Delgado 4, Pabellón 14, 28029 Madrid, España
(7) Topografs Alt Urgell i Pirineus SLT. C/ Joaquim Viola 12, 25700, La Seu d'Urgell, Lleida, España.

Abstract (Galería Baja and its relationship with the Sima del Elefante site (Cueva Mayor, Sierra de Atapuerca, Burgos); *Galería Baja and Sima del Elefante are part of the same subhorizontal conduit developed at 1000-1005 m a.s.l., beloging to the the intermediate level of the Sierra de Atapuerca karst multilevel system. This conduit starts in the Sala de los Cíclopes and continues towards NNW, to drain the Valhondo Valley through the Sima del Elefante. Sediment inputs during the Pleistocene filled the conduit along 10 metres, isolating the Sima del Elefante. Nowadays, the section of the prehistory silos of Galería Baja shows a sequence including speleothems at the top with Ursus deningeri remains, a sand level with palaeoarchaeological findings and in their bottom the palaeomagnetic reversal was detected. Clayey silt facies are at the base. The archaeological remains along Galería Baja, and the lack of other entrances, suggest a direct relation between this gallery and the Sima del Elefante, which could function as an occasional draining input area during Middle Pleistocene.*

Palabras clave: *Karst, sedimentos kársticos, Yacimientos de la Sierra de Atapuerca, Pleistoceno inferior y medio.*
Key-words: *Karst, karstic sediments, Sierra de Atapuerca sites, Early and Middle Pleistocene.*

INTRODUCCIÓN Y CONTEXTO

La Sierra de Atapuerca se localiza a 15km al este de la ciudad de Burgos y contiene uno de los mejores yacimientos arqueopaleontológicos para conocer la historia de la ocupación humana en Eurasia durante el último millón de años.

Representa un relieve emergido de materiales Mesozoicos (calizas y dolomías), perteneciente a las estribaciones del Sistema Ibérico, localizado en el límite nooriental de la Cuenca del Duero, en conexión con la Cuenca Cenozoica del Ebro a través del corredor de la Bureba (Fig. 1). Estructuralmente es un anticlinal tumbado, con vergencia NE y dirección Ibérica NNO-SSE. Geomorfológicamente esta región se caracteriza por un paisaje escalonado a favor de superficies de erosión neógenas y la evolución fluvial de los actuales valles durante el Cuaternario (Benito-Calvo y Pérez-González, 2007; Benito-Calvo *et al*., 2008). En su flanco sur-oeste se desarrolla un importante sistema kárstico multinivel, compuesto por tres niveles principales de conductos subhorizontales colgados sobre el nivel de actual del río Arlanzón, a +90 m, +80 m y +60 m, en relación con la evolución de la incisión fluvial Plio-Pleistocena (Ortega *et al.,* 2013). Los diferentes niveles están identificados como nivel superior o conducto Sílex-Estatuas, nivel intermedio o Cíclopes-Elefante, al que pertenecen también las principales cavidades y rellenos kársticos de Trinchera, y nivel inferior compuesto por los conductos de Sima de los Huesos-Cueva del Silo-Peluda y Cueva del Compresor (Ortega *et al*., 2013).

Los yacimientos de la Sierra de Atapuerca se sitúan en las entradas de este antiguo sistema de cavidades, localizadas en el flanco NO del monte de San Vicente. Estas entradas representaron el sector surgente de un antiguo karst multinivel, que drenaban al Valle del río Pico. Del desarrollo de este karst actualmente se conocen unos 4,7 km de conductos topografiados, entre los que destaca el sistema de Cueva Mayor-Cueva del Silo, Cueva Peluda y Cueva del Compresor, así como las entradas colmatadas de las cavidades de Trinchera, con los yacimientos de Dolina, Galería y Elefante (Martín *et al*., 1981, Ortega, 2009) (Fig. 2).

El descenso del nivel base, a lo largo del Pleistoceno Inferior y medio, liberó de las aguas las cavidades y propició la utilización de las bocas de las cuevas, por parte de los homínidos y los animales, así como la entrada de materiales alóctonos, cuyos sedimentos llegaron a colmatar totalmente los vestíbulos de las cavidades del nivel intermedio del sector de Trocas, a finales del Pleistoceno. Posteriormente, a principios del siglo XX, el trazado del Ferrocarril Minero de la Sierra realizó este término una trinchera que seccionó dichas cavidades, dejando al descubierto los yacimientos paleo-arqueológicos de Gran Dolina, Complejo Galería y la Sima del Elefante, excavados de forma sistemática desde 1979 (Aguirre, 2007).

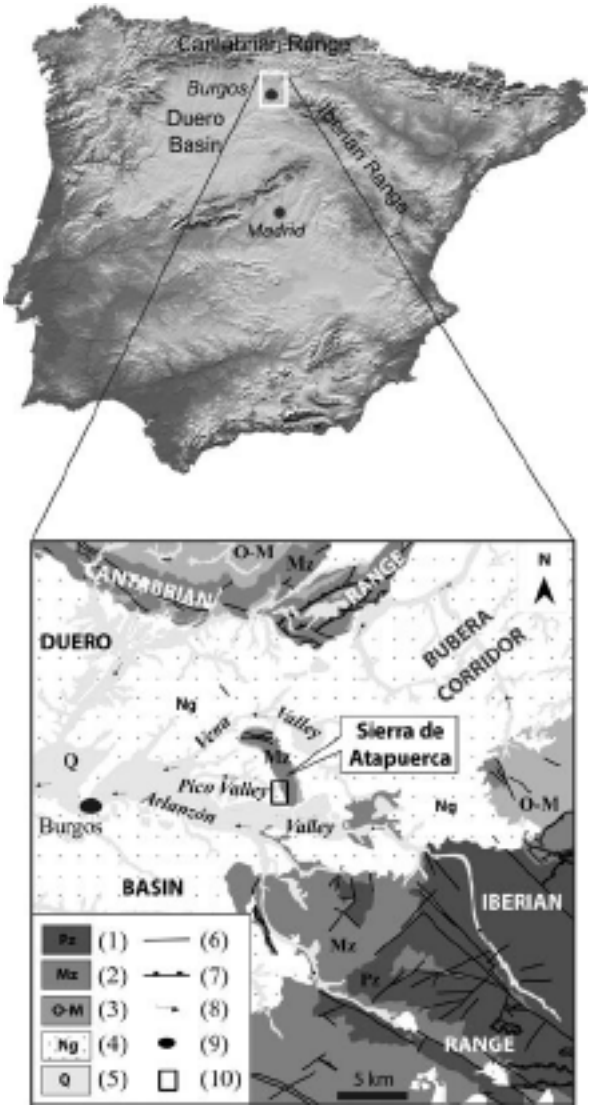


Fig. 1: Situación geográfica de la Sierra de Atapuerca (Benito-Calvo et al. 2008). Leyenda: 1) Paleozoico; 2) Mesozoico; 3) Oligoceno-Mioceno; 4) Neógeno; 5) Cuaternario; 6) Falla; 7) Cabalgamiento) 8) Dirección de flujo Fluvial; 9) Ciudad; 10) Yacimientos arqueológicos

GALERÍA BAJA –SIMA DEL ELEFANTE

El Sistema de Cueva Mayor-Cueva del Silo representa la red de conductos conocidos más importante de la Sierra de Atapuerca y uno de los más significativos de la Cuenca del Duero con unos 3.700m de desarrollo (Martín *et al*. 1981). Presenta dos bocas de acceso abiertas en la actulidad (Portalón de Cueva Mayor y Cueva del Silo), y al menos otras 6 bocas totalmente colmatadas, entre las que destacan las situadas principalmente en los extremos de los conductos del nivel superior (Final de la Galería de las Estatuas) e intermedio (Final de la Galería Baja-Elefante) (Ortega y Martín 2011).

El trabajo que aquí se presenta es la relación existente entre el yacimiento de la Sima del Elefante y la Galería Baja (Fig. 2) y la evidencia de aportes de materiales arqueológicos desde Elefante hacia el interior de la Galería Baja. Estos enclaves, en origen, formaron parte de un mismo conducto del tramo final del nivel intermedio de Cueva Mayor.

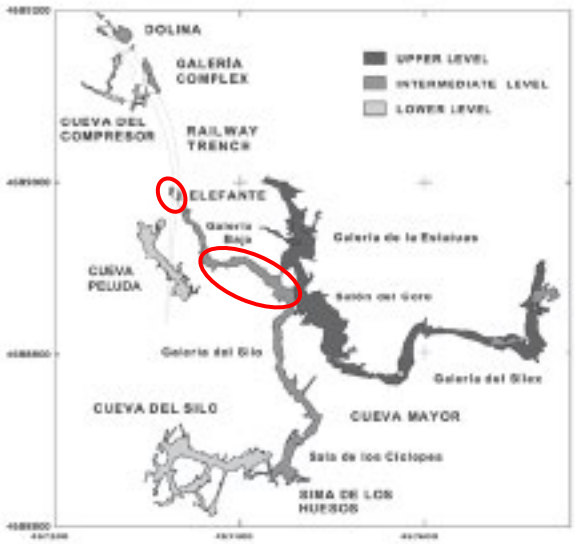


Fig. 2: Karst de la Sierra de Atapuerca (Ortega, 2009). Los círculos rojos muestran el yacimiento de la Sima del Elefante y la situación de los silos prehistóricos.

- **Sima del Elefante**

El yacimiento de la Sima del Elefante constituye el antiguo punto surgente del nivel intermedio de Cueva Mayor (Fig. 2), abierto en la ladera NO del monte de San Vicente, en la confluencia del Valle de la Propiedad y con el Valle de Valhondo. Con el descenso del nivel de base la Sima del Elefante quedó en régimen vadoso, dando lugar a una entrada de cueva con registros arqueo-paleontológicos desde fases villafranquienes. Muestra una sección mixta en forma de T (*Keyhole*) con bóveda freática a 1000m de altitud. En la actualidad aparece totalmente colmatada por sedimentos durante unos 10 m de longitud, individualizando este sector del final de la Galería Baja de Cueva Mayor (Ortega, 2009).

La secuencia estratigráfica de Elefante presenta una secuencia de unos 18m de potencia excavada, con 16 unidades litoestratigráficas agrupadas en tres fases sedimentarias (Rosas *et al*., 2006; Carbonell *et al*., 2008). La fase inferior (Fase Inferior Roja) comprende las unidades TE7-TE14, pertenecientes a cronologías del Pleistoceno Inferior, según las dataciones por cosmogénicos en TE7 (1.13±0.18 Ma) y TE9 (1.22±0.16 Ma). En el nivel TE9 ha proporcionado los fósiles humanos más antiguos de Europa (atribuido a *Homo sp.*) (Bermúdez de Castro *et al*., 2011); un interesante registro arqueológico que incluye un pequeño grupo de industrias líticas del Modo 1 Olduvayense, que informan sobre las primeras ocupaciones en la Sierra de Atapuerca (Carbonell *et al*., 2008). El rico conjunto faunístico que ofrecen estas unidades muestra una relación bioestratigráfica anterior al subcron Jaramillo, relacionado con registros villafranquienes y galerienses (Cuenca-Bescós *et al*., 2010).

La fase media engloba las unidades TE15-TE19, en donde las unidades TE15-TE17 no contienen ningún tipo de registro arque-paleontológico y representan

aportes de entrada de origen fluvial. La inversión paleomágnetico Brunhes-Matuyama se localiza a techo de TE16 (Parés *et al.,* 2006). La unidad TE18 se caracteriza por secuencias de transporte hídrico y por la evidencia de restos arqueológicos. Por último la unidad TE19 ha proporcionado un importante registro arqueológico con industrias líticas de propias del Achelense avanzado, junto con un abundante conjunto de faunas típicas del Pleistoceno medio (Rosas *et al*., 2006).

Finalmente la Fase superior, y más jóven, está compuesta por las unidades TE20 y TE21, que registra la colmatación total del sector de entrada de la cavidad, es arqueo-paleontológicamente estéril y destaca por los procesos de formación de suelos, posiblemente durante el Pleistoceno superior.

- **Galería Baja**

La Galería Baja, con unos 200m de longitud, con alturas medias de 1,5 y 3m, y bóvedas freáticas en torno a los 1001-1005m s.n.m., que en dirección NNO termina colmatada por el tapón de sedimentos procedente del yacimiento de la Sima del Elefante, antiguo sector de entrada, con el que formaba un mismo conducto (Fig. 2). Se caracteriza por tener una morfología paragenética con decantación de facies finas en el fondo bajo condiciones freáticas o anegadas (vadosas), con espeleotemas erosionados por reactivación kárstica (Ortega *et al*., 2013). Es de destacar la presencia de numerosas estructuras negativas, de origen antrópico (silos excavados en la superficie de la galería durante la Prehistoria reciente) (Ortega, 2009), que han puesto al descubierto el techo de la secuencia sedimentaria, aportando una ventana al funcionamiento del karst durante el Pleistoceno, y la relación de los sectores de entrada con el interior de la Galería Baja y el nivel intermedio de Cueva Mayor.

En la Galería Baja se han identificado un total de 40 estructuras negativas o silos prehistóricos, aunque hay que indicar que la existencia de silos prehistóricos es común en este sistema, que contiene un número importante en las Galerías del Silo y de las Estatuas, y más esporádicos en Galería del Sílex y Cueva del Silo, así como en las entradas del Portalón de Cueva Mayor o del Abrigo del Mirador (Ortega, 2009).

En este trabajo se hace una descripción del conducto de Galería Baja y se discute su relación con el yacimiento de la Sima del Elefante.

METODOLOGÍA

El estudio de la relación espacial entre la entrada de la Sima de Elefante y el interior de Galería Baja ha sido realizado mediante el levantamiento de las secuencias estratigráficas vistas en las secciones de los silos prehistóricos (con profundidades de entre 0,5 y 1,5m). El posicionamiento de los silos se ha realizado con Total Station (Pentax PCS515 y Trimbel 5600DR+), enlazando con las bases de referencia del interior de la cavidad y de la red local de vértices de los yacimientos de la Sierra de Atapuerca, disponiendo de un mismo sistema de coordenadas. Estos datos, junto a las secuencias de cada silo, y del yacimiento de Elefante, fueron integrados con bases de datos en GIS.

El silo 13, con 1,5m de profundidad muestra la secuencia estratigráfica tipo, concentrando las toma de muestras para mineralogía de sedimentos y polaridad magnética, muestreo este último que se completó con los realizados en los silos A, 1, 5 y 12.

RESULTADOS

Las secciones estratigráficas proporcionadas por las estructuras negativas (silos) de Galería Baja (Ortega, 2009) muestran una secuencia sedimentaria tipo (Fig. 3, tabla 1), en la que de base a muro se documenta la presencia de facies de interior, compuestas por arcillas y limos. A techo se observa limos y arenas, que incluyen cantos blandos de arcillas y margas, así como fragmentos de concreción, e incluso recubren antiguas concreciones erosionadas. Además en estos sedimentos se han recuperado 42 piezas de industrias líticas paleolíticas, principalmente lascas, restos de talla y útiles sobre lascas de sílex y cuarcita, así como algunos restos óseos fósiles, identificando dos piezas dentales de équidos.

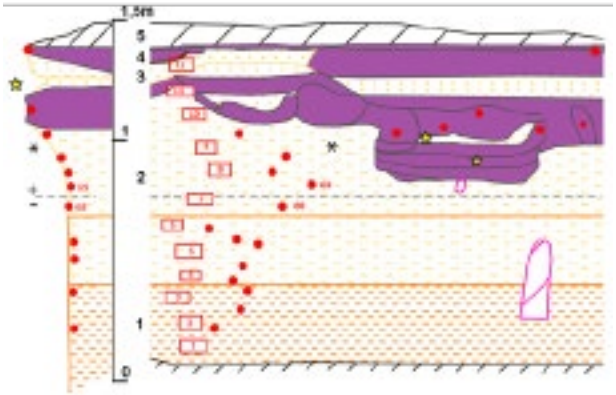


*Fig. 3: Esquema tipo y sección estratigráfica del Silo 13 de Galería Baja. Leyenda: 1) Arcillas y limos; 2) Limos; 3) arenas; 4) Espeleotemas; 5) Tierras extraídas del silo. Línea negra discontinua: Inversión paleomagnética Brunhes-Matuyama; ✯: Fósiles de Ursus deningueri; *: Posición estratigráfica de los restos arqueo-paleontológicos; ▭: Muestra de sedimentos; ●: Muestra de paleomagnetismo (basado en Ortega, 2009)*

Muestra	% <2µm	% Qz	%FdK	%Calc	%Filosilic.
1	14.99	86	-	-	14
2	20.64	68	1	-	31
3	18.94	74	1	-	25
4	19.87	72	-	-	28
5	18.90	70	5	-	25
6	23.06	72	1	-	27
7	30.79	75	2	-	23
8	14.15	70	-	-	30
9	21.68	68	1	-	31
10	14.57	54	2	15	29
11	13.52	55	-	22	23
12	15.43	60	3	11	26

Tabla 1: Mineralogía de muestra total de los sedimentos del Silo 13, mediante Difracción de Rayos X (DRX).

Una costra estalagmítica sella la secuencia, que contiene restos óseos de *Ursus deningueri*. En torno a la boca de los silos se acumulan los sedimentos excavados procedentes del vaciado de los silos.

Las muestras de paleomagnetismo realizadas en varios silos han señalado que el cambio de polaridad se localiza a unos 30-40 cm de la base de la costra estalagmítica, que muestra polaridad normal. Dato coincidente con los restos de oso, y que indica que esta es la superficie durante el Pleistoceno medio.

La presencia de los restos arqueo-paleontológicos, así con su representación espacial, indican un origen relacionado con los sedimentos que colmatan el final de la Galería Baja, en relación directa con el yacimiento del Elefante. Estos indicios son confirmados por la presencia de cantos blandos de margas, en posible relación con las facies margosas resedimentadas de las unidades TE16-TE18 de Elefante, y la erosión que presentan los espeletemas antiguos. Lo que indica una fase de reactivación con entrada de materiales desde la entrada de la Sima del Elefante hacia el interior de la Galería Baja y del sistema de Cueva Mayor. La costra estalagmítica y los restos de úrsidos en conexión anatómica marcan la fase de inactividad de este nivel de la cavidad.

CONCLUSIONES

Estos datos muestran como los sedimentos de la base identificados en la Galería del Silo se relacionan con la formación del nivel intermedio y el nivel de estabilidad de la terraza fluvial T3 (+70-78 m) del río Arlanzón (Ortega et al., 2013), ambos atribuidos a fases del Pleistoceno inferior. Durante esta fase se producirían flujos de dirección NNO, hacia la surgencia de Elefante. Posteriormente, durante una fase vadosa relacionada con el Pleistoceno medio, se produce una reactivación en donde nuevos flujos afectan a este conducto, procedentes del sector de entrada de Elefante, en sentido SSE, hacia el interior de la Galería Baja y del sistema de Cueva Mayor, introduciendo materiales del sector de entrada en el sistema, colmatando de nuevo con sedimentos la Galería Baja. Por último una fase de estabilidad viene marcada por el desarrollo de la costra estalagmítica y la presencia del *Ursus deningueri*, que delimitan el suelo de la cavidad, sobre cuya superficie se excavaron los silos en la Prehistoria Reciente (Ortega, 2009).

Agradecimientos: Los autores agradecen al Equipo de investigación de Atapuerca y al Grupo Espeleológico Edelweiss su apoyo científico y técnico. Este trabajo ha sido apoyado por la DCICYT CGL 2009-12703-C03 y la Junta de Castilla y León.

Referencias bibliográficas

Aguirre, E. (2007): Atapuerca (Burgos, Northern Spain) - potential, progress and questions. Cour. *Forsch.-Inst. Senckenberg* **259**: 11-120

Benito-Calvo, A. y Pérez-González, A. (2007): Erosion surfaces and Neogene landscape evolution in the NE Dueron Basin (north-central Spain). *Geomorphology* **88**: 226-241.

Benito-Calvo, A., Pérez-González A., Parés J.M. (2008): Quantitative reconstruction of Late Cenozoic landscape: a case study in the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). *Earth Surf Proc Land* **33**: 196-208

Bermúdez de Castro J.M., Martinón-Torres, M., Gómez-Robles, A., Prado-Simón, L., Sarmiento, S., Martín-Francés, L., Olejniczak, A., Carbonell, E. (2011): Early Pleistocene human mandible from Sima del Elefante (TE) cave site in Sierra de Atapuerca (Spain): A comparative morphological study. *J. Hum. Evol.* **61**: 12-25

Carbonell, E., Bermúndez de Castro, J.M., Parés, J.M., Pérez-González, A., Cuenca-Bescós, G., Ollé, A., Mosquera, M., Huguet, R., Made, J. van der, Rosas, A., Sala, R., Vallverdú, J., García, N., Granger, D.E., Martinón-Torres, M., Rodríguez, X.P., Stock, G.M., Vergès, J.M., Allue, E., Burjachs, F., Cáceres, I., Canals, A., Benito, A., Díez, C., Lozano, M., Mateos, A., Navazo, M., Rodríguez, J., Rosell, J., Asuaga, J.L. (2008): The first hominin of Europe. *Nature* **425**: 465-470

Cuenca-Bescós, G., Rofes J, López-García, J.M., Blain, H.-A., de Marfá, R.J., Galindo-Pellicena, M.A., Bennásar-Serra, L.M., Melero-Rubio, J.M., Arsuaga, J.L., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M. (2010): Biochronology of Spanish Quaternary small vertebrate faunas. *Quat Int* **212**: 109-119

Martín, M.A., Domingo, S., Antón, T. (1981): Estudio de las cavidades de la zona BU-IV-A (Sierra de Atapuerca). *Kaite, Estudios de Espeleología Burgalesa* **2**: 41-76.

Ortega A.I. (2009): *Evolución geomorfológica del Karst de la Sierra de Atapuerca (Burgos) y su relación con los yacimientos pleistocenos que contiene*. Tesis Doctoral, Burgos Univ., Spain. Inédita

Ortega, A.I. y Martín M.A. (2011): El karst de la Sierra de Atapuerca. Estudio geomorfológico. *Cubía* **15**: 70-88.

Ortega, A.I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Martín-Merino, M.A., Pérez-Martínez, R., Parés, J.M., Aramburu, A., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E. (2013) Evolution of multilevel caves in the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain) and its relation to human occupation. *Geomorphology* **196**, 122-137

Parés, J. M. *et al*. (2006): Matuyama-age lithic tools from the Sima del Elefante site, Atapuerca (northern Spain). *J. Hum. Evol*. **50**: 163-169.

Rosas, A., Huguet, R., Pérez-González, A., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Valverdú, J., Made, J. van der, Allué, E., García, N., Martínez-Pérez, R., Rodríguez, J., Sala, R., Saladie, P., Benito, A. Martínez-Maza, C., Bastir, M., Sánchez, A., Parés, J.M. (2006): The "Sima del Elefante" cave site at Atapuerca (Spain). *Estudios Geológicos* **62**: 327-348

EL ABRIGO DEL MOLINO (SEGOVIA, ESPAÑA). OCUPACIONES NEANDERTALES EN EL NORTE DEL SISTEMA CENTRAL

D. Álvarez-Alonso (1), M. de Andrés Herrero (2), A. Díez-Herrero (3), J. Rojo Hernández (2)

(1) Dep. Prehistoria y Arqueología. UNED/Centro Asociado de Asturias. Avda. Jardín Botánico 1345 (Calle interior) 33203-Gijón. dalvarez@gijon.uned.es
(2) Dep. Prehistoria y Arqueología. UNED. mariadandres@gmail.com; julio.a.rojo@gmail.es
(3) Instituto Geológico y Minero de España. Calle Ríos Rosas 23, 28003-Madrid. andres.diez@igme.es

Abstract (Abrigo del Molino (Segovia, Spain). Neanderthal occupations in Northern Central Mountain System): *This paper presents a part of an archaeological research project focused on the study of the first human occupations between Eresma and Riaza rivers (Central Spain). In this work, we show the first results of the geoarchaeological analysis of the Abrigo del Molino karstic deposit (Eresma river, Segovia). It includes a sedimentological and geoarchaeological analysis of the site. Also, a preliminary analysis of lithics and faunal remains documented in the profile of the rockshelter was developed. It is important to highlight the presence of a flint mousterian assemblage which includes levallois knapping method. Finally, we present the results of an OSL dating collected at the top of the archaeological sequence, which lets us to asign it to Middle Paleolithic period.*
Palabras clave: Musteriense, OSL, Neandertal, relleno kárstico.
Key words*: Mousterian, OSL, Neanderthal, Karstic deposit.*

INTRODUCCIÓN

En el mes de abril de 2012 se produjo el hallazgo casual de industria lítica y restos de fauna en un perfil estratigráfico situado en el entorno periurbano de Segovia, en la margen izquierda del valle del río Eresma aguas abajo de la ciudad, cuya excavación se ha iniciado en el verano de 2013.

Este hallazgo se enmarca en un proyecto de investigación cuyo fin es analizar y estudiar las primeras ocupaciones humanas al sur de la cuenca Duero, entre éste y el Sistema Central, centrándose en el ámbito administrativo-geográfico de la provincia de Segovia, más concretamente entre las cuencas de los ríos Eresma y Riaza (Álvarez-Alonso y Andrés-Herrero, 2011).

En este trabajo se presentan los primeros datos y la caracterización geomorfológica, geoarqueológica y cronoestratigráfica de este nuevo yacimiento del Paleolítico medio en la Meseta.

SITUACIÓN

El yacimiento arqueológico del abrigo del Molino se encuentra ubicado en el ámbito central de la Península Ibérica, justo en el enlace entre el piedemonte septentrional de los Montes Carpetanos en la Sierra de Guadarrama (Sistema Central español) y el sector centro-meridional de la Submeseta Norte o Cuenca del Duero. Más en concreto, se sitúa en uno de los cañones y hoces que surcan las lastras y cuestas del piedemonte del Guadarrama, entre la rampa de la Sierra, y las campiñas y vegas del Duero, ocupando un talud verticalizado cuya altura oscila entre los tres y cinco metros, que configura la parte media-baja de la ladera izquierda de la hoz del Eresma, aguas abajo de su confluencia con el arroyo Clamores.

Desde el punto de vista geológico, el yacimiento se ubica dentro de la orla de materiales mesozoicos (Cretácico superior) que forman la prolongación más occidental de la Rama Castellana de la Cuenca Ibérica, afectados por la orogenia Alpina, que forma basculamientos y pliegues monoclinales. Estos materiales están expuestos por la incisión fluvial cuaternaria, que en paralelo produce la karstificación de los materiales carbonáticos cretácicos, formando sobre todo morfologías erosivas endokársticas (cuevas, galerías y simas) de desarrollos limitados. El yacimiento se relaciona con una de estas cavidades, desarrollada en los bancos de dolomías arenosas cretácicas plegadas, que ha sido rellenada por materiales detríticos cuaternarios.

Fig. 1. Mapa del entorno del yacimiento, la margen izquierda del Eresma a su paso por Segovia, extraído de Iberpix IGN. MTN Escala 1:25.000

Este karst fosilizado, colmatado y sepultado parcialmente por los derrubios de ladera, fue seccionado durante la apertura de un sendero para soterrar un colector. Esta obra, realizada a comienzos de la década de 1980, dejó a la luz un talud en el que es visible la sección del relleno detrítico, pasando desapercibido hasta su reciente descubrimiento.

METODOLOGÍA

Además de los clásicos pasos previos de recopilación bibliográfica, revisión cartográfica del entorno (mapa topográfico, mapa geológico, mapa geomorfológico y de formaciones superficiales) y estudio de itinerarios de campo en los alrededores

del yacimiento, los trabajos geoarqueológicos previos a la excavación se centraron en el análisis sedimentológico del depósito: levantamiento y descripción de columnas y perfiles estratigráficos, medida de paleocorrientes, análisis granulométrico y petrológico.

La toma de datos sedimentológicos se hizo por la clásica técnica de: reconocimiento de niveles, medida de espesores (potencias), toma de datos petrológicos (litología, granulometría, textura, composición mineralógica, color Munsell…), identificación de estructuras sedimentarias, y determinación de presencia de elementos reseñables (paleosuelos, bioturbaciones, etc.).

Además, en los dos niveles que ofrecieron restos arqueológicos, se tomaron tres muestras para análisis granulométrico detallado (ocho fracciones y sedimentación). El análisis granulométrico se realizó con una torre de tamices normalizados y Sedigraph de medición láser en los Laboratorios del Instituto Geológico y Minero de España. Además se procedió a la determinación del contenido en carbonatos (UNE 103200) y en materia orgánica (UNE 103204).

Finalmente, se tomó una muestra en la base del nivel más superior con restos de actividad antrópica (restos líticos y faunísticos), el nivel E, que supuestamente debería presentar la cronología relativa más reciente en todo el depósito. El método empleado para realizar la datación fue la luminiscencia óptica de estimulación láser (OSL), para lo cual se envió la muestra al *Nordic Laboratory for Luminescence Dating* (Risø, Dinamarca).

Fig. 2. Dibujo sobre foto de la secuencia estratigráfica del abrigo del Molino en la que se marcan los diferentes niveles documentados y sus contactos

ESTRATIGRAFÍA

En el perfil estratigráfico visible se han identificado un total de 11 niveles, de manera preliminar y provisional, ya que se trata de una estratigrafía que al responder únicamente a la superficie expuesta y visible, seguramente se verá modificada cuando se inicien las excavaciones. Es por ello que, para esta estratigrafía provisional se han utilizado letras, mientras que cuando dé comienzo la excavación se emplearán números para denominar los niveles, procediendo entonces a realizar la correlación con este primer avance.

NIVEL A: limos arcillosos con gravas y cantos calcáreos dispersos que van de tamaño milimétrico a centimétrico, con una dimensión máxima de 5 cm y algún bloque suelto. Los cantos y gravas son angulosos y los clastos no poseen ningún tipo de orientación, por lo que parece ser un nivel caótico. En la parte superior está cementado por carbonatos y tiene coloraciones más blanquecinas. A techo, el contacto con la base del abrigo es irregular. La coloración de la parte superior es semejante a 10YR 8/2 en seco y a 10YR 6/6 en húmedo. Existen pequeños rizotúbulos de tamaño milimétrico, nidos de insectos y restos de microfauna.

NIVEL B: depósito de cantos y bloques de rocas carbonáticas angulosas con dimensiones en torno a los 5 cm. Hacia la parte central del corte los clastos son más grandes y planares, todos ellos en posición subhorizontal. El nivel se acuña y hace que los niveles A y C sean el mismo en la parte de la derecha.

NIVEL C: su descripción es similar a la del nivel A, si bien el sedimento está menos carbonatado. Además, posee más cantos de mayor grosor sueltos al haber más grava.

NIVEL D: compuesto por grandes bloques carbonáticos angulosos y planares, con dimensiones máximas de 25 cm. El contacto con los niveles inferior y superior es difuso. Buza 15 ° E.

NIVEL E: limos arenosos que se acuñan lateralmente en el D. Los niveles A, C, y E parecen ser una misma cosa, pero el nivel E tiene menos gravas y cantos dispersos. Los pocos cantos que tiene son de mayor tamaño que en los niveles A y C. Tiene rizoconcrecciones de tamaño milimétrico.

NIVEL F: nivel de cantos y bloques muy angulosos que conforman una masa en la que se apoyan unos sobre otros y apenas hay matriz entre ellos (grano-sostenidos). Entre los clastos hay restos de areniscas dolomíticas alteradas. Esta zona está horizontal y en la zona central de la base del nivel se observan clastos más pequeños tipo gravilla. En la parte del techo se observa una lasca de sílex.

NIVEL G: limos arenosos masivos. Aparecen restos de carbones muy pequeños de aspecto planar de espesor submilimétrico. A techo aparecen varias piezas de sílex.

NIVEL H: nivel de cantos y gravas gruesas de carbonatos con disposición caótica, de tamaños entre 4-5 cm. El contacto con el nivel superior es progresivo, sin embargo, el contacto con el nivel I es más neto y ondulado.

NIVEL I: limos arenosos, más arenosos hacia techo y más limosos en la base. Granoselección negativa (puede ser una colada ya que no tiene estructuras internas).

NIVEL J: nivel de gravas con algunos cantos de carbonatos de mayor tamaño angulosos.

NIVEL K: limos arenosos. Nivel muy parecido al I.

Por debajo del nivel H apenas se distinguen los contactos entre niveles, debido al estado del corte estratigráfico, que se encuentra parcialmente cubierto por derrubios a partir de este punto, y totalmente oculto en un metro de potencia hasta el suelo actual.

INTERPRETACIÓN

De las características sedimentológicas de los niveles del perfil y de su contexto, deducimos un origen asociado al relleno detrítico de una cavidad con materiales procedentes del propio sistema kárstico; con una limitada participación de los procesos de ladera y los depósitos aluviales, en la parte superior e inferior de la secuencia, respectivamente. La disposición alternante de los niveles del depósito se puede asociar a procesos repetidos en el tiempo, con control climático y posible relación con fenómenos estacionales. Así, los niveles formados mayoritariamente por limos (A, C, E, G, I, K) corresponderían a flujos de barro en coladas procedentes del interior del sistema kárstico suprayacente; mientras que los niveles de cantos y bloques carbonáticos angulosos (B, D, F, H, J) procederían de desprendimientos por gelifracción del techo de la cavidad o abrigo.

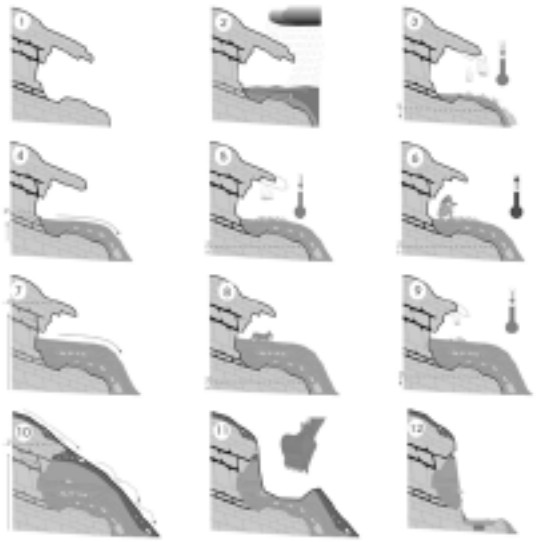


Figura 3. Esquemas simplificados e idealizados de la hipotética evolución del relleno del abrigo o cueva donde se ubica el yacimiento del Abrigo del Molino: 1, formación del abrigo rocoso en la ladera izquierda del valle del Eresma; 2, nivel de paleoinundación; 4 y 7, coladas de barro desde el interior y exterior del sistema kárstico; 3, 5 y 9 gelifracción desde el techo de la boca de la cavidad; 6, utilización del abrigo por humanos como taller; 8, utilización como cubil de hienas; 10, coladas de barro y depósitos de ladera; 11, excavación del talud en las obras de apertura del camino y enterramiento del colector; 12, situación actual.

Por otra parte, la existencia de esta gelifracción y formación de niveles de cantos y bloques de rocas carbonáticas indica que la posición del relleno en la cavidad era muy próxima a la superficie o boca del abrigo, ya que solo en esta zona los ciclos helada-deshielo son efectivos geomorfológicamente, puesto que más hacia el interior de la cavidad la atenuación de las fluctuaciones térmicas del exterior, hacen que la gelifracción sea mucho menos efectiva o incluso inexistente. En resumen, la interpretación del depósito en el que se encuentra el yacimiento es la de una alternancia sucesiva de ciclos húmedos con circulación de coladas de barro desde el interior del sistema kárstico a través de la red de diaclasas y pequeñas cavidades; seguido por ciclos de helada-deshielo que producen el desprendimiento por gelifracción de bloques y cantos del techo en la entrada de la cavidad o abrigo.

EVIDENCIAS ARQUEOLÓGICAS

Lo que confiere interés a este relleno kárstico, es que se ha podido constatar la existencia de actividad antrópica relacionada con grupos neandertales. De este modo, se ha documentado la presencia de industria lítica, al menos en 3 niveles diferentes (E, F y G), tratándose de un total de 11 piezas, fundamentalmente de sílex, donde destacan esquemas operativos levallois. Igualmente, también se ha constatado la evidencia de algunos restos diafisiarios de herbívoro de tamaño grande que probablemente pertenezcan a la especie *Equus,* así como varios restos de lagomorfos.

La datación de la muestra por OSL de la base del nivel E, casi en el contacto con el nivel F, nos fecha la última exposición a la luz solar del nivel E, situándolo con una edad mínima de 59.700 ± 2.700 BP, en el que por ahora, antes de iniciarse la excavación de este nivel, parece el techo de la secuencia antrópica del abrigo. Esta datación sitúa la ocupación del abrigo al final del MIS 4, justo en el pleniglacial del Pleistoceno superior, lo que nos está indicando la existencia de un interesante depósito del Paleolítico medio en la vertiente norte del Sistema Central, hasta el momento prácticamente inéditos.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En la Meseta conocemos numerosas evidencias al aire libre de yacimientos del Paleolítico medio, frecuentemente descontextualizadas, y en las que únicamente podemos recuperar industria lítica. El abrigo del Molino se viene a unir a un reducido número de yacimientos en medios kársticos con posibilidad de contextualizar las ocupaciones Musterienses en el interior de la península desde un punto de vista paleoambiental y cronoestratigráfico. Yacimientos como Pinilla del Valle (Madrid) (Márquez et al., 2008), Jarama VI (Guadalajara) (Wood et al., 2013), Cueva Corazón (Díez et al., 2011, Sánchez Yustos et al., 2011) y Cueva de Guantes (Palencia) (actualmente en proceso de excavación, bajo la dirección de A. Mateos y J. Rodríguez) o Valdegoba (Burgos) (Quam et al., 2001) son algunos de los escasos ejemplos diseminados por el interior peninsular de yacimientos en cueva musterienses situados entre los OIS 5 - 3. El abrigo del Molino, no solo es uno de los escasos yacimientos con estas características y esta cronología, sino que también se sitúa en un interesante contexto geológico y geográfico que nos confirma la existencia de un corredor N-S, así como la existencia de un importante “área refugio” en el

Sistema Central, seguramente debido a la variedad de biotopos existente en el entorno de la sierra, por contraposición a las grandes llanuras meseteñas, más inhóspitas, con menos refugios naturales y menos diversidad biológica, fundamental para la subsistencia de estos grupos cazadores-recolectores neandertales.

Agradecimientos: Los autores agradecen el patrocinio y colaboración con las labores de la excavación de 2013 a la Diputación Provincial de Segovia y a las Consejerías de Cultura y de Agricultura y Ganadería de la Junta de Castilla y León (Centro de Formación Agraria). Finalmente al Instituto Geológico y Minero de España y los proyectos MAS Dendro-Avenidas (MINECO, CGL2010-19274) e IDEA-GesPPNN (MAGRAMA, OAPN 163/2010), por los análisis y la datación OSL.

Referencias bibliográficas

Álvarez-Alonso, D., Andrés Herrero, M. de (2011). El Paleolítico inferior y medio en el interfluvio Riaza-Duratón (Segovia, España), *Férvedes*, 7, 49-56.

Díez Martín, F., Sánchez Yustos, P., Gómez González, J. A., Gómez de la Rúa, D., Yravedra, J., Díaz Muñoz, I. (2011). La ocupación neandertal en el cañón de la Horadada (Mave, Palencia, España): nuevas perspectivas arqueológicas en Cueva Corazón, *Munibe*, 62, 62-85.

Márquez. B., Mosquera, M., Panera, J., Bárez, S., Rus, I., Gómez, J., Arsuaga, J. L. (2008). El poblamiento humano antiguo en el valle alto del Lozoya (Madrid), *Espacio, Tiempo y Forma. Serie I. Nueva época. Prehistoria y Arqueología*, t. 1, 25-32.

Quam, R.M.; Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M.; Díez, J.C., Lorenzo, C., Carretero, M., García, N., Ortega. I. (2001). Human remains from Valdegoba Cave (Huérmeces, Burgos, Spain), *Journal of Human Evolution,* 41 (5), 385-435.

Sánchez Yustos, P., Díez Martín, F., Díaz Muñoz, I. Gómez de la Rúa, D., Gómez González, J. (2011). Estrategias de talla en Cueva Corazón (Mave, Palencia). Un yacimiento del Musteriense antiguo en las estribaciones meridionales de la Cordillera Cantábrica, *Trabajos de Prehistoria*, 68, (1), 51-63.

Wood, R.E., Barroso-Ruíz, C., Caparrós, M., Jordá Pardo, J.F., Galván Santos, B., Higham, T.F.G. (2013). Radiocarbon dating casts doubt on the late chronology of the Middle to Upper Palaeolithic transition in southern Iberia,PNAS www.pnas.org/lookup/suppl/doi:10.1073/pnas.1207656110/-/DCSupplemental.

EL CONJUNTO DE QUELONIOS DE CAMINO DE LAS YESERAS (MADRID, ESPAÑA): UN RETO METODOLÓGICO DE EXCAVACIÓN Y DE ESTUDIO.

I. Boneta (1), C. Liesau (2), A. Pérez-García (3), L. Llorente (4), X.Murelaga (5).

(1) Universidad Autónoma de Madrid. C/ Francisco Tomás y Valiente, 1. 28049 Cantoblanco, Madrid, España. iratxe.boneta@estudiante.uam.es
(2) Dpto. de Prehistoria y Arqueología de la Universidad Autónoma de Madrid. C/ Francisco Tomás y Valiente, 1. 28049 Cantoblanco, Madrid, España. corina.liesau@uam.es
(3) Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. C/ José Antonio Novais, 2. 28040 Ciudad Universitaria, Madrid, España. paleontologo@gmail.com
(4) Laboratorio de Arquezoología, Departamento de Biología, Universidad Autónoma de Madrid, C/ Darwin 2, 28049, Madrid, Spain. laura.llorente@uam.es
(5) Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco, UPV/EHU. Apartado 644. 48080 Bilbao, España. xabier.murelaga@ehu.es

The archaeological ensemble of terrapins from Camino de las Yeseras (Madrid, Spain): a methodological challenge of study and excavation.

*The accumulation of thousands of terrapins' shells and bones (*Mauremys leprosa *and* Emys orbicularis*) in one pit from the Chalcolithic site of Camino de las Yeseras (Madrid, Spain) was superficially consolidated and retrieved as a block to avoid the pieces collapse. A preliminary study presented identification of species and environmental interpretation. We present the methodological procedure of the excavation taken place in the laboratory from the lower levels through superficial ones to prevent loosing those non-consolidated elements and identify anatomic skeletal connection to estimate individual numbers. The preservation of the assemblage and the taphonomical processes involved in this accumulation constitute an important methodological challenge.*

Palabras clave: Calcolítico, metodología de excavación, tortugas dulceacuícolas, Península Ibérica.
Key words*: Chalcolithic, excavation methodology, terrapins, Iberian Peninsula.*

INTRODUCCIÓN

En el presente trabajo se expone un avance sobre el método de excavación y estudio de un conjunto faunístico excepcionalmente frágil y singular consistente en una acumulación antrópica de miles de fragmentos de placas óseas de caparazones de galápagos hallados en un hoyo en la zona Sur del yacimiento de recintos de fosos del Camino de las Yeseras en San Fernando de Henares (Madrid). Un muestreo previo de una serie de piezas sueltas del conjunto han servido para una primera valoración de la identificación de los taxones presentes (Pérez-García *et al*., 2011). En esta aportación se insiste especialmente en el aspecto metodológico de la excavación y la problemática del proceso de recuperación y limpieza del material óseo.

SITUACIÓN

El yacimiento se encuentra estratégicamente emplazado sobre una terraza en la confluencia de los ríos Henares y Jarama (Fig.1). El suelo sobre el que se asienta es de tipo A y B, un suelo alfisol, rico en hierro y aluminio según la clasificación de la *Soil Taxonomy* (USDA), de alta rentabilidad agrícola y ganadera (Ríos, 2011b:56-61). Ubicado próximo a la llanura de inundación de ambas vegas permite, no sólo un aprovechamiento muy variado de recursos abióticos y bióticos, sino también un emplazamiento estratégico de cara a diferentes vías naturales de comunicación. Indudablemente estas características han favorecido ocupaciones de larga duración en este lugar, especialmente a lo largo del III milenio a.C., período en el que se desarrolló un poblamiento con grandes recintos de fosos (Liesau et al., 2008, Blasco et al., 2011).

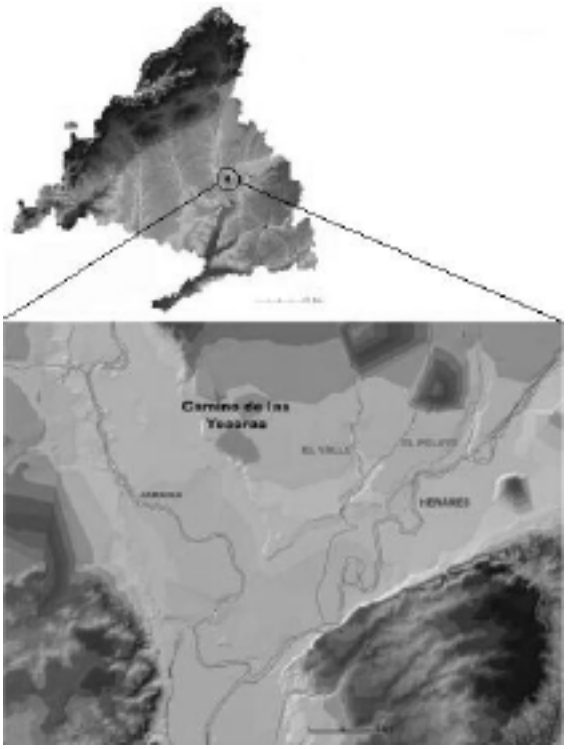


Fig. 1: Localización del yacimiento Camino de las Yeseras (según Ríos, 2011a).

Aunque en otras estructuras también se han recuperado placas aisladas de quelonios (como en la estructura F-411, UE 02, donde se han recuperado un hipoplastrón y un xifiplastrón izquierdos de *Mauremys leprosa*), es en un hoyo con modestas dimensiones (1,20m de diámetro y casi 0,50m de profundidad) en el área Sur del yacimiento, donde apareció un importante conjunto compactado de miles de placas intactas y fracturadas de quelonios con una potencia de unos 15 cm. La datación absoluta encuadra este conjunto en un 2820-2670 cal BC (Ua-39314), siendo una de las fechas más antiguas de la ocupación calcolítica del asentamiento.

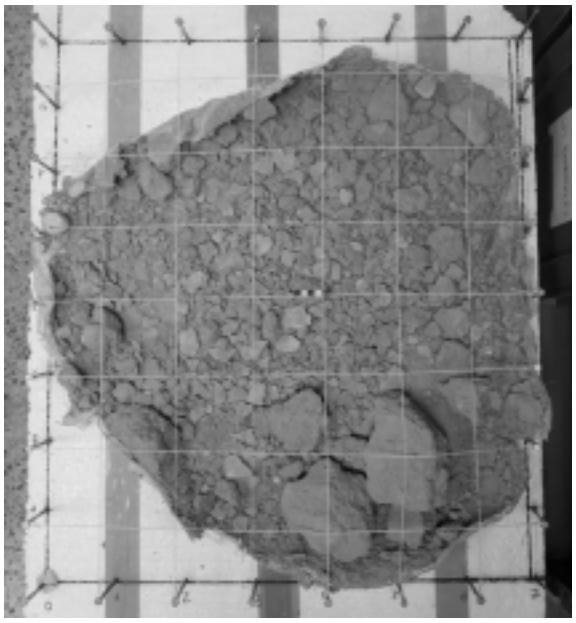


Fig. 2: Capa 3 del conjunto de quelonios de Camino de las Yeseras con una cuadriculación de 10 X 10 cm previo a su excavación en el laboratorio.

METODOLOGÍA

Afrontar el estudio del conjunto de quelonios de Camino de las Yeseras ha supuesto un considerable reto metodológico desde el momento de su hallazgo. Durante la excavación, el peligro de desmoronamiento de centenares de endebles placas óseas de numerosísimos individuos, en diferentes etapas del desarrollo ontogénico, fue abordado *in situ* con una extracción en bloque. Para ello, los restauradores de la empresa arqueológica Argea S.L. consolidaron, mediante engasado con impregnación de Paraloid B-52, el nivel de acumulación más superficial para proceder a una posterior extracción en bloque y su traslado al Dpto. de Prehistoria de la Universidad Autónoma de Madrid (UAM). Debido a la escasa consistencia y compacticidad del conjunto, la extracción no pudo impedir que parte de las placas del nivel más profundo se desprendieran del bloque, aspecto que ha dificultado seriamente la asignación de elementos a determinados individuos.

Tras el muestreo preliminar para la determinación de los taxones presentes (Pérez-García *et al*., 2011), el resto del conjunto fue preparado y estudiado con el objetivo de constatar el grado de articulación de los diferentes taxones, evaluándose si los diversos individuos correspondientes a cada uno de ellos habían seguido un patrón similar, y analizándose las particularidades que presentaban.

Tras efectuarse una cuadriculación del bloque estudiado en superficies de 10x10cm (donde se numeró el eje de abscisas de 0 a 7 y el de ordenadas de la A a la H) la excavación realizada en el laboratorio ha comenzado por los niveles estratigráficos inferiores. Debido a la potencia del conjunto, se resolvió levantar el material en tres capas: en primer lugar la capa 3 que contenía piezas poco consolidadas (Fig.2), a continuación la capa 2 correspondiente al material en conexión anatómica pero sin consolidante (Fig.3) y, finalmente, la capa 1, cuyos restos están consolidados y en conexión anatómica y que se ha dejado intacto para su estudio *in situ*. Se preservaron los bloques de sedimento compacto (Fig.2), algunos de los cuales presentaban restos de placas óseas, con vistas a realizar futuros análisis.

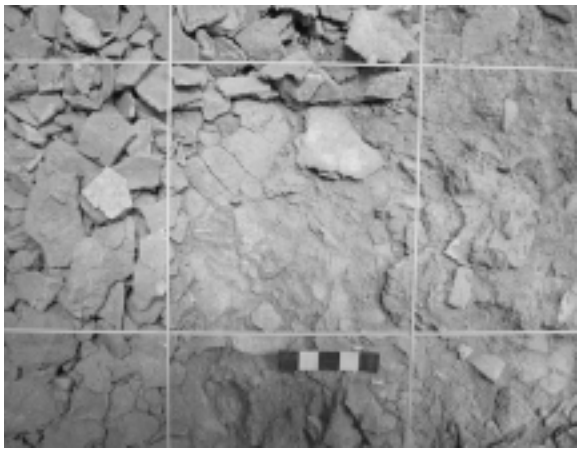


Fig. 3: Proceso de excavación de la capa 3, cuadricula F4. Se aprecia un espaldar en conexión anatómica, de la capa inferior (capa 2).

Una vez retirada la primera capa por cuadrículas, se procedió al estudio del material *in situ*. Se retiró la segunda capa de las cuadrículas D4, E4, F4, D5, E5 y F5, con el objetivo de determinar el proceso de desarticulación, por acción antrópica, en cada uno de los dos taxones presentes.

Con el objetivo de encontrar huellas de manipulación antrópica, se estableció un protocolo de limpieza de las placas, llevado a cabo en el Laboratorio Docente de Arqueología de la UAM, con la colaboración del técnico Ana I. Pardo:

1. Introducción de la pieza aislada en etanol y bolsa de polietileno en cubeta de ultrasonidos durante 5 min.
2. Cepillado suave en el mismo etanol.
3. Limpieza manual bajo binocular.
4. Secado al aire.

DATOS

Aunque este protocolo era efectivo en algunas placas, en otras cubiertas por concreciones de carbosilicatos no ha sido posible su aplicación, al provocar exfoliaciones de la superficie externa de las placas óseas, tal como ocurre también con los huesos de mamíferos, mucho más compactos que los de los quelonios (Liesau, 2011a).

Desde el punto de vista tafonómico, el conjunto está afectado por una erosión radicular intensa especialmente en la capa superior, como se percibió tras el proceso de limpieza. Esta particularidad, unida al escaso grado de osificación que presentan los quelonios con respecto a otros vertebrados, evidencia ciertas dificultades en abordar el estudio de las posibles huellas de origen antrópico derivadas de la manipulación de los caparazones con la finalidad de desarticularlos para acceder al interior de los mismos.

El estudio de los cientos de placas óseas ha sido un importante reto metodológico ante el acusado grado de fragmentación en el que se encontraban la mayoría de las piezas. Su identificación se ha visto truncada en muchos casos por su fragilidad, resultado de la manipulación antrópica y de los diversos procesos tafonómicos que afectaron al conjunto. A pesar de la cuidadosa extracción y proceso de limpieza nada agresiva, no se pudo evitar la fracturación o el deterioro del material.

INTERPRETACIÓN

Se han establecido varios objetivos respecto al estudio e interpretación del conjunto que pretenden obtener la mayor información posible en torno a las circunstancias del proceso de acumulación del contexto, prestándose especial atención a la identificación de patrones de procesamiento antrópico de cara a su posible consumo. Esclarecer el potencial papel de los quelonios como recurso, puede aportar interesantes aspectos sobre el tipo de aprovechamiento que las gentes de Camino de las Yeseras hacían de su medio más próximo, a parte del potencial ganadero y cinegético a su disposición. En los estudios actualmente realizados se refleja una gestión ganadera eficiente, y probablemente bastante próspera, siendo complementaria la actividad cinegética y el aprovechamiento de otros recursos del entorno como los dulceacuícolas (Liesau, 2011a, b; Llorente, 2011; Roselló, 2011) además de los excepcionales depósitos faunísticos en el yacimiento caracterizados por la diversidad de taxones y la compleja simbología que adquieren (Liesau et al., 2008; Daza, 2011).

Para poder inferir estas disquisiciones ha sido necesario el desarrollo de una metodología de excavación muy exhaustiva adaptada a las características del conjunto y centrada en la recuperación del mayor número de datos, siendo todo ello un importante logro metodológico.

CONCLUSIONES

El estudio del conjunto de quelonios de Camino de las Yeseras ha supuesto un reto metodológico tanto por las condiciones del hallazgo y los procesos tafonómicos como por la dificultad intrínseca de su excavación en el laboratorio y el tratamiento de los restos. Con su estudio completo se perseguirá la recuperación del testimonio que las poblaciones del III milenio a.C. dejaron sobre la diversidad y aprovechamiento de los recursos dulceacuícolas del entorno del yacimiento calcolítico de Camino de las Yeseras.

Agradecimientos: Agradecemos a la Asociación Española para el Estudio del Cuaternario y a la Organización de la VIII Reunión de Cuaternario Ibérico la concesión de la ayuda a estudiantes otorgada a Iratxe Boneta para la participación en la VIII Reunión de Cuaternario Ibérico.

Referencias bibliográficas

Blasco, C., Liesau, C. & Ríos, P. (eds.) (2011) *Yacimientos calcolíticos con campaniforme de la región de Madrid: nuevos estudios, Patrimonio Arqueológico de Madrid/6*. Manero Digital S.L, Madrid (España).

Daza, A. (2011) VI.4. Los depósitos de perros. En: Blasco, C., Liesau, C. y Ríos, P., eds. (2011) Manero Digital S.L, Madrid (España), 211-222.

Liesau, C. (2011a) VI.1. La Arqueozoología, un elemento clave en la concepción espacial de Camino de las Yeseras. En: Blasco, C., Liesau, C. y Ríos, P., eds. (2011) Manero Digital S.L, Madrid (España), 167-170.

Liesau, C. (2011b) VI.2. Los restos de mamíferos del ámbito doméstico y funerario. En: Blasco, C., Liesau, C. y Ríos, P., eds. (2011). Manero Digital S.L, Madrid (España), 171-198.

Liesau, C., Blasco, C., Ríos, P., Vega, J., Menduiña, R., Blanco, J.F., Baena, J., Herrera, T., Petri, A. & Gómez, J.L. (2008) Un espacio compartido por vivos y muertos: El poblado calcolítico de fosos de Camino de las Yeseras (San Fernando de Henares, Madrid). *Complutum,* Vol.19 (1), 97-120.

Llorente, L. (2011) VI.5. Las aves (pp.). Manero Digital S.L, En: Blasco, C., Liesau, C. y Ríos, P., eds. (2011) Madrid (España), 223-225.

Pérez-García, A., Murelaga, X., Liesau, C., Morales, A. & Llorente, L. (2011a) VI.6. Estudio preliminar de quelonios. En: Blasco, C., Liesau, C. y Ríos, P., eds. (2011) Manero Digital S.L., Madrid (España), 226-234.

Ríos Mendoza, P. (2011a) *Territorio y Sociedad en la Región de Madrid durante el III milenio a.C. El referente del yacimiento de Camino de las Yeseras.* Col. Patrimonio Arqueológico 7. Dpto. Prehistoria y Arqueología UAM (digital), Madrid (España)

Ríos Mendoza, P. (2011) II. El medio físico. Análisis preliminar de los recursos naturales del III milenio a.C. en la región de Madrid. En: Blasco, C., Liesau, C. y Ríos, P., eds. (2011) Manero Digital S.L., Madrid (España), 31-69.

Roselló, E. (2011) VI.7. Los peces (pp.). En: Blasco, C., Liesau, C. y Ríos, P., eds. (2011) Manero Digital S.L., Madrid, (España), 235-236.

APLICACIÓN DE CRITERIOS GEOLÓGICOS – GEOMORFOLÓGICOS EN EL ANÁLISIS GEOARQUEOLÓGICO DE DRA ABU-EL-NAGA (NECRÓPOLIS TEBANA, EGIPTO). RESULTADOS PRELIMINARES.

Bardají, T.[1]; Martínez-Graña, A.M.[2]; Sánchez-Moral, S.[3]; Jiménez-Higueras, A.[4]; García-González, D.[5]; Barret, H.[4]; Cuezva, S.[6]

1. U.D. Geología, Universidad de Alcalá; 28871- Alcalá de Henares. teresa.bardaji@uah.es
2. Dpto. Geología, Universidad de Salamanca; 37008-Salamanca. amgranna@usal.es
3. Dpto. de Geología, MNCN-CSIC; 28006-Madrid. ssmilk@mncn.csic.es
4. School of Archaeology, Classics and Egyptology, University of Liverpool; L69 7WZ-Liverpool. A.Jimenez@liverpool.ac.uk; h.pethen@liverpool.ac.uk
5. Universidad de Granada, Campus Cartuja s/n 18015-Granada. garcia.gonzalez.jdavid@gmail.com
6. Dpto. CCTT y Medioambiente, Universidad de Alicante; 03690-Alicante. scuezva@mncn.csic.es

Abstract (Geological – geomorphological criteria applied in the geoarcheological analysis of Dra Abu-El-Naga (Theban Necropolis, Egypt). Preliminary results): A geological-geomorphologic study has been carried out in the Theban necropolis of Dra-Abu-El-Naga (XVIII - XX dynasties, 1550-1069 B.C.) within the framework of "The Sacred Landscape of Dra Abu el-Naga" Project. The main aims of this multidisciplinary Project are to determine the reasons that influenced in the organization of this territory and in the election of a tomb's location. With this purpose in mind, a GIS database of the tombs, a microtopographic analysis and a geomorphologic – geological study have been carried out. Regarding this last point, the different actions taken have been: 1) Reconstruction of the original surface; 2) Reconstruction of the visual basin of the tombs; 3) The analysis of lithologic and structural characteristics of host-rock in each tomb. The knowledge of these three characteristics of the physical environment will allow us to answer the main questions stated in the Project

Palabras clave: Reconstruccion geomorfológica, paisaje sagrado, SIG -Sistema de Información Geográfica-
Key words*: Geomorphologic reconstruction, sacred landscape, GIS -Geographical Information System-*

INTRODUCCIÓN

La mayoría de investigaciones anteriores han estudiado las tumbas tebanas de forma aislada y obviando las áreas circundantes de la necrópolis. Para acometer un estudio de la organización del territorio es imprescindible hacer hincapié en la visión de la necrópolis como un conjunto global donde tumbas, templos mortuorios y caminos procesionales están interconectados con el paisaje y donde los factores políticos, religiosos y culturales juegan un papel vertebrador en la distribución del mismo.

Uno de los fines de la investigación en curso es determinar las razones que influyeron en la organización de esta zona y en la elección del lugar para construir una tumba en la necrópolis tebana durante el Reino Nuevo (XVIII-XX dinastías, 1550-1069 a.C.). La hipótesis de partida es que existe una conexión entre las tumbas privadas y los templos mortuorios, entre la localización, el tamaño y la calidad de la tumba, y el estatus del propietario. Así, este es un proyecto multidisciplinar donde se pretende estudiar el área de Dra Abu el-Naga como espacio sagrado y con un significado completo.

Partiendo de la Arqueología del Paisaje,el área de Dra Abu el-Naga puede ser estudiada como un paisaje ritual, entendiendo por tal la fisionomía y función de lo que está determinado por actividades motivadas religiosamente. Este fenómeno empieza a manifestarse especialmente en las acumulaciones de lugares de culto y que en el caso de Dra Abu el-Naga debe ser íntimamente relacionado con el contexto de la necrópolis tebana. Es entonces, en el Reino Nuevo cuando parece que emerge un plan intencionado de áreas sagradas, relacionadas unas con otras por medio de la arquitectura y lo ritual, adquiriendo la necrópolis un sentido global como espacio sagrado.

SITUACIÓN

Dra Abu el-Naga (Fig. 1) es una de las ocho áreas de la necrópolis (junto con Deir el-Medina, Sheikh Abd el-Qurna, el-Khokha, el-Assasif, Deir el-Bahari, Qurnet Murrai y el-Tarif) que albergan enterramientos de la alta nobleza y que conforman la necrópolis tebana. Se sitúa en la ribera oeste del Nilo (West bank), frente a la actual ciudad de Luxor, con una extensión total, junto a la Montaña Tebana, de unos 4 km de sur a norte, desde el templo de Medinet Habu hasta la necrópolis de el-Tarif. Dra Abu el-Naga es una colina de aproximadamente 1 km de largo y unos 250 m de anchura. Su límite al

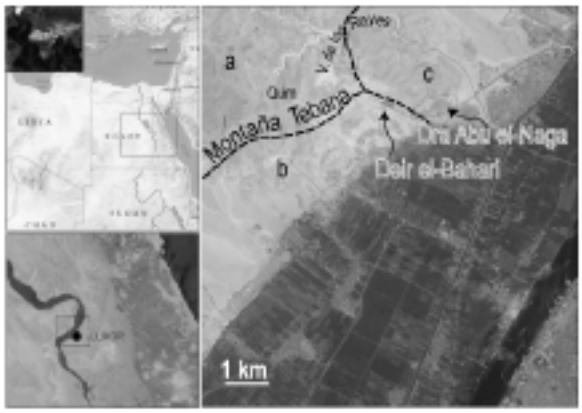


Figura 1. Situación del área de estudio. Características geológicas de a), b) y c) descritas en el texto.

sur es el valle de Deir el-Bahari, al norte el wadi que conduce al Valle de los Reyes, y al noreste la necrópolis de el-Tarif.
Esta situación geográfica la incluye dentro de la zona climática de desierto subtropical (Griffiths, 1987) bajo una condiciones de hiperaridez, condicionadas por una precipitación anual menor de 5mm.

OBJETIVOS

El principal objetivo del estudio geoarqueológico asociado a este proyecto, ha sido ayudar a interpretar las razones por las que se eligieron los emplazamientos de las tumbas. Teniendo esto como gran objetivo final, se establecieron los siguientes objetivos parciales:

Identificación de elementos geomorfológicos-geológicos, que nos permitan reconstruir la superficie original del terreno en el momento de construcción de las tumbas.
Reconstrucción de los trazados y cuencas visuales de las tumbas.
Identificación de las principales características litológicas y estructurales, de la roca caja de las tumbas.

MARCO GEOLÓGICO

El contexto geológico regional ha sido descrito por Said (1962), que fue quien definió las formaciones estratigráficas, de edad Paleoceno-Eoceno aflorantes en la zona. La más antigua es la *Formación Esna* (arcillas y margas rojizas a grises, finamente laminadas). Sobre esta formación se desarrolla la *Formación Tebas*, cuyo espesor llega a alcanzar los 350-400m, y que está a su vez formada por tres Miembros. *Miembro inferior*: intercalación de calizas masivas pulverulentas y capas finas de calizas margosas con nódulos de silex dispersos; *Miembro intermedio*: calizas finamente estratificadas con capas centimétricas de chert alternando con bancos de calizas masivas micríticas y bancos de caliza nodular; *Miembro superior:* Argilita calcárea y dolomítica con intercalaciones de calizas nodulares a pulverulentas y bioclásticas. Esta unidad se encuentra recubierta regionalmente por una costra ferruginosa.

Geológicamente se han diferenciado tres zonas (Fig. 1):
a) La zona occidental, con estructura tabular subhorizontal y presidida por El Qurn (Fig. 2), que conforma la mayor parte de la Montaña Tebana.
b) La zona meridional, entre El Qurn y la llanura de inundación del Nilo, denominada zona de compartimentos basculados por Aubry et al. (2009), y en la que se observan bloques basculados hacia el NW, interpretados como mega-deslizamientos (Dupuis et al., 2011), (Fig. 2).
c) La zona nor-oriental, al Este del Templo de Hatshepsut, que es donde se sitúa nuestra zona de estudio.

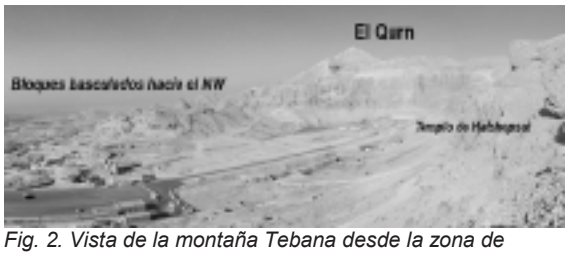


Fig. 2. Vista de la montaña Tebana desde la zona de estudio, donde se observan las zonas a) y b) descritas en el texto

Descripción geológica de la zona de estudio

La geología de la zona de estudio se caracteriza por una elevada complejidad estructural. La secuencia estratigráfica subhorizontal observada en la zona de El Qurn, pierde esta horizontalidad observándose capas de calizas finamente estratificadas, con abundantes nódulos de silex pertenecientes posiblemente al Miembro intermedio (o Miembro superior) de la Formación Tebas, en posición vertical o subvertical,. También, en la parte topográficamente más baja, se han observado los estratos subhorizontales de calizas masivas, interpretadas como parte del Miembro inferior de la Formación Tebas. Es precisamente en estas unidades en las que se construyeron alguna de las tumbas de la necrópolis de Dra Abu el-Naga, como por ejemplo la de Djehuty, TT 11, (Galán, 2009).

Hacia el interior se observa una formación más reciente, que se extiende por la entrada al Valle de los Reyes, consituida por unos conglomerados de carácter fluvial superpuestos discordandentemente sobre la formación Tebas, fracturada y deformada (Fig. 3). Esta formación probablemente se corresponda con la Formación Armant (Said, 1981) de edad cuaternaria.

Finalmente se han identificado dos unidades más recientes, constituidas por unos materiales caóticos, sin ningún tipo de ordenación, en los que se incorporan materiales removilizados de las formaciones más antiguas, y que se han interpretado

Fig. 3.: Conglomerados fluviales (Formación Armant de Said, 1981) discordantes sobre las calizas de la Formación Tebas fracturadas y deformadas

como unidades de desmantelamiento asociadas a eventos catastróficos (Fig. 4).

Este estudio geológico debe, no obstante, ser considerado como un estudio preliminar, ya que es necesario un estudio de mayor detalle para la completa interpretación geológica.

ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Uno de los principales objetivos del estudio geomorfológico ha sido la reconstrucción de la superficie original, lo cual implica la identificación de algún rasgo geomorfológico y/o edáfico cuyo desarrollo haya tenido lugar en superficie.

En el caso de Dra Abu el-Naga, el análisis de campo permitió identificar un suelo de color salmón cuyo desarrollo solo pudo tener lugar bajo unas condiciones climáticas diferentes de las actuales. Las actuales

Fig.4: Aspecto (derecha de la imagen) de la segunda unidad de desmantelamiento identificada en la zona de estudio, ascociada a una superficie de deslizamiento.

condiciones de hiperaridez hacen inviable cualquier tipo de alteración química, predominando los procesos de disgregación mecánica ligada a los cambios de temperatura. En esta situación, el desarrollo del suelo salmón arriba indicado solo pudo tener lugar bajo unas condiciones de mayor humedad, previas a la construcción de la necrópolis. Este suelo ha servido de nivel-guía para la reconstrucción del paisaje original. A falta de cualquier otro criterio de carácter cronológico, estas condiciones de mayor humedad podrían correlacionarse con las fases húmedas registradas en el Holoceno en otros puntos de Egipto o del Mediterráneo oriental (Kindermann et al., 2006; Williams 2009; Roberts et al., 2011; Schilman et al., 2011).

Por último, a partir de una geodatabase topográfica que implementa puntos acotados y curvas de nivel se ha elaborado un Modelo Digital del Terreno, mediante técnicas SIG de interpolación, que han permitido modelizar en 3D la morfología de detalle del sector de Dra Abu El Naga dentro de la necrópolis tebana y nos permitirá el análisis del trazado de líneas y cuencas visuales entre tumbas y templos.

RESULTADOS

A la espera de concluir los trabajos de representación de los datos topográficos obtenidos, así como el mapa geomorfológico de detalle, los resultados preliminares del estudio geológico y geomorfológico en relación con la necrópolis de Dra Abu el-son los siguientes:

Identificación de dos eventos catastróficos que han condicionado las características del relieve en la necrópolis de Dra Abu el-Naga

Identificación de un suelo color salmón que permite reconstruir la morfología superficial del paisaje asociado a la necrópolis.

Generación de una base de datos georeferenciada que permitirá mediante herramientas SIG de análisis geoespacial, establecer la posición exacta y la orientación de cada una de las tumbas en relación con los principales elementos religiosos de referencia en la época de la necrópolis: los principales templos mortuorios de la zona, que se encuentran en el límite de la tierra cultivable y los templos de Karnak y Luxor, en la orilla este del Nilo.

Análisis de las características litológicas de la roca caja de cada tumba.

CONCLUSION

En conclusión, el objetivo final del proyecto aquí expuesto es reconstruir en la medida de lo posible el paisaje ritual de la necrópolis de Dra Abu el-Naga. Por otro lado, el análisis multidisciplinar llevado a cabo y aplicado a cada tumba de la zona seleccionada nos ayudará a responder a las principales preguntas abiertas en esta investigación. Para el análisis final será imprescindible poner en relación los datos geomorfológicos, geológicos, topográficos y los distintos estudios realizados en SIG, con el contexto histórico, cultural y religioso. De esta forma, conseguiremos una visión más amplia y precisa de la necrópolis en términos de distribución del territorio, de la localización y emplazamiento de las tumbas, del significado de la tumba como monumento funerario y del aspecto de la necrópolis como espacio sagrado.

Agradecimientos. Este trabajo ha sido realizado dentro del marco del Proyecto “The Sacred Landscape of Dra Abu el-Naga”, y ha sido financiado por la “Asociación Djehuty” dirigida por el Dr. José Manuel Galán (CSIC)

REFERENCIAS

Aubry, M.P., Berggren, W.A., Dupuis, Ch., Ghaly, H., Ward, D., King, Ch., Knox, R.O’B., Ouda, K., Youssef, M., Galal, W.F. (2009). Pharaonic necrostratigraphy: a review of geological and archaeological studies in the Theban Necropolis, Luxor, West Bank, Egypt. *Terra Nova*, 21 (4), 237-256.

Dupuis, Ch., Aubry, M.P., King, Ch., Knox, R.O’B., Berggren, W.A., Youssef, M., Galal, W.F. , Roche, M. (2011). Genesis and geometry of tilted blocks in the Theban Hills. *Journal of African Earth Sciences*, 61, 245-267.

Galán, J. M. (2009). Dra Abu el-Naga (Luxor) y el ‘Proyecto Djehuty’. En M.-C. Pérez Die (ed.), *120 Años de arqueología española en Egipto,* Madrid 2009, 78-87.

Griffiths, J.F. (1987). Climate of Africa. En: *The Encyclopedia of Climatology* (Eds. Oliver, J.E., Fairbridge, R.W.). New York.

Kindermann, K., Bubenzer, O., Nussbaum, S., Riemer, H., Darius, F., Pöllath, N., Smettan, U. (2006). Palaeonvironment and Holocene land use of Djara, Western Dessert of Egypt. *Quaternary Science Review*, 25, 1619-1637.

Roberts, N., Eastwood, W.J., Kuzucuoglu, C., Fiorentino, G., Caracuta, V. (2011). Climatic, vegetation and cultural change in the eastern Mediterranean during the mid-Holocene environmental transition. *The Holocene*, 21(1), 147-162.

Schilman, B., Bar-Matthews, M., Almogi-Labin, A., Luz, B. (2001). Global climate instability reflected by Eastern Mediterranean marine records during the late Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 176, 157-176.

Said, R. (1962). *The Geology of Egypt.* Elsevier, Amsterdam, 377pp

Said, R. (1981). *The Geological Evolution of the River Nile*. Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg.

Williams, M.A.J. (2009). Late Pleistocene and Holocene environments in the Nile basin. *Global and Planetary Change*, 69, 1-15.

Capítulo
III

REGISTROS PALEOAMBIENTALES, PALEOCLIMÁTICOS, PALEONTOLÓGICOS Y DE EVENTOS EXTREMOS CUATERNARIOS

MICROPALENTOLOGÍA Y CAMBIOS AMBIENTALES EN LA MARJAL DE ALMENARA (CASTELLÓN) DURANTE LOS ÚLTIMOS MILENIOS

A.M. Blázquez Morilla (1), A. Rodríguez Pérez (1)

(1) Instituto de Medio Ambiente y Ciencias Marina (IMEDMAR). Universidad Católica de Valencia "San Vicente Mártir". C/ Guillem de Castro, 94. 46003-Valencia. ana.blazquez@ucv.es

Abstract (Micropalaeontolgy and environmental changes in the Marjal de Almenara (Castellón) during the last millennium): *Almenara's marsh is wetlands located south of the province of Castellón. It's one of the reference wetlands of the province due to quality of water and the differents autonomic, national and international protection laws that holds. Studies in the basin from the geomorphological point of view and sedimentary, micropaleontologic and chronostratigraphic analysis on a survey within the marsh, allowed to define paleoenvironmental changes in this area during the Upper Holocene. After the pulse eustatic MIS 1, the place occupied by a calcareous crust, get flooded and suffer phreatic level oscillations related to recent climate changes. Its natural and artificial morphogenetic evolution affects its current human use.*

Palabras clave: Foraminíferos, Sedimentos, Geomorfología, Holoceno, Almenara
Key words*: Foraminifera, Sediments, Holocene, Geomorphology, Almenara*

INTRODUCCIÓN

El modelo de evolución reciente de las albuferas mediterráneas está documentado por varios autores en el ámbito de la Comunidad Valenciana (Segura et al., 1995; Fumanal et al., 1997; Blázquez y Usera 2010, etc.). Las diversas investigaciones de índole sedimentaria, geomorfológica, palinológica, micropaleontológica, etc., indican que estos sistemas de transición característicos en la actualidad del este peninsular se forman como consecuencia de la transgresión flandriense, ya que tras la estabilización del nivel del mar se construyen las barreras que separan las lagunas costeras del mar abierto. Se atribuye a la presencia de un clima contrastado, que se registra durante el Holoceno superior, y a la mayor disponibilidad de sedimentos que llegan a la costa y que favorecen la formación de este tipo de sistemas.

El área de estudio está situada en el Marjal de Almenara, localizada en la zona meridional de la comarca de La Plana Baixa, en la provincia de Castellón. Dicha marjal ocupa los términos municipales de Xilxes, La Llosa, Almenara, Sagunto, Benavites y Quartell, que se encuentran comprendidos entre el mar y la Sierra de Espadán (Fig. 1).

El objetivo principal de este trabajo es determinar los cambios paleoambientales en la marjal de Almenara durante los últimos milenios. Se pretende estudiar este sistema litoral desde el punto de vista geomorfológico, sedimentológico y paleoambiental como marco al uso antrópico actual. Para ello se han realizado sondeos mecánicos en el S de la marjal, que se analizan en la actualidad desde el punto de vista micropaleontológico (a partir de foraminíferos y ostrácodos fósiles), sedimentario, químico, y cronoestratigráfico. En este trabajo se presentan los resultados preliminares de uno de ellos, situado en el SW de la marjal.

La turba subyacente en este sistema litoral ha sido estudiada anteriormente desde el punto de vista geoquímico (López-Buendía et al., 1999, Mediato y Santisteban, 2006) y recientemente, se relacionan los depósitos sedimentarios procedentes de sondeos localizados cerca de la restinga actual con los movimientos eustáticos del Cuaternario reciente (Mediato et al., 2011a, 2011b).

Este espacio húmedo es el segundo más extenso de la provincia de Castellón, tras la marjal de Torreblanca y constituye un enclave muy importante desde el punto de vista de la biodiversidad.

SITUACIÓN

Desde el punto de vista geológico, el área de estudio está enmarcada por los relieves de arenisca de dirección ibérica que forman la sierra de Espadán. Desde el punto de vista tectónico, se asienta en una

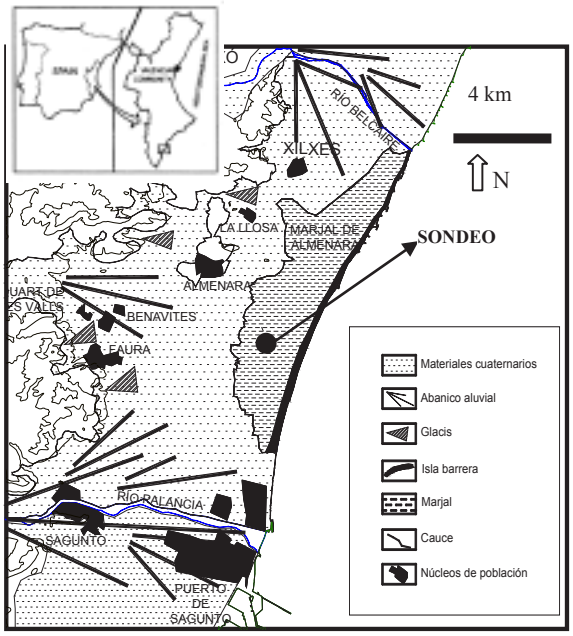


Figura 1: Área de estudio, posición del sondeo y esquema geomorfológico

depresión originada durante el Oligoceno superior-

Mioceno debido a la intersección de fallas ortogonales, de orientación ibérica (NW-SE) con las de dirección NE-SW, que producen una tectónica subsidente en graderío (Fontboté et al., 1990) y que se constata en la plataforma continental adyacente (Rey y Fumanal, 1996). Dicha depresión está limitada por fallas en disposición paralela a la costa y se rellenó durante el Plioceno y Cuaternario a partir de abanicos aluviales (Pérez Cueva, 1979), que enlazan hacia el litoral con sistemas de restinga-albufera.

En el contexto cuaternario, los elementos que vertebran el espacio físico son (Fig. 1):

a) Dos ríos principales, el río Palancia, al S y el río Belcaire, al N. Ambos son los elementos fluviales responsables del depósito de los abanicos aluviales que limitan en la actualidad el área húmeda. Constituyen los puntos de apoyo de la barrera.

El río Palancia nace en la sierra del Toro, en las estribaciones meridionales de la sierra de Javalambre. Tiene una longitud de unos 85 km, desde su nacimiento hasta la desembocadura, en el municipio de Sagunto y su cuenca alcanza una superficie de 911 km^2. Recorre un sinclinal donde afloran materiales triásicos y miocenos, entre los anticlinales de Espadán y Calderona. La cuenca alta se caracteriza por fuertes pendientes, por lo que el Palancia y sus afluentes discurren muy encajados. Cuando sale del relieve, y como consecuencia del fuerte desnivel, el río Palancia construye un extenso abanico aluvial en varias fases morfogenéticas que, según Segura et al., 1995, se inician en el Pleistoceno inferior-medio. Tiene una geometría convexa, y según estos autores, presenta una potencia de más de 100 m y un ápice localizado en la falla que limita la llanura litoral. El lecho del río es de tipo *braided* y su cauce es somero y ancho. Hacia la costa, el río se divide en dos brazos antes de su desembocadura. En momentos de crecida el Palancia desborda hacia el S, aprovechando los paleocauces que se excavaron al S del cauce principal. No obstante, Aranegui et al*.,* (2005), sugieren, a partir del análisis de la topografía a escala 1:2.000, que al N del Puerto de Siles existe otro paleocauce más septentrional y de desarrollo más discreto, lo que justificaría parte de los desbordamientos del Palancia hacia la marjal de Almenara.

El río Belcaire o d'Uxó es un río intermitente y de corto recorrido, apenas unos 22 km, que nace al N del núcleo urbano de Vall d'Uxò. Su cuenca es de 97 km^2. Pese a su corta longitud, su elevada pendiente ha favorecido los continuos desbordamientos en las cotas más bajas, lo que justifica las actuaciones para encauzarlo. Pese a esta obra de ingeniería el río Belcaire continúa desbordando debido posiblemente al mal estado de su lecho (rellenos naturales y antrópicos, excesiva vegetación en algunos tramos, vertederos, etc.) que dificulta el desagüe. Tras pasar el Alto de la Punta, el barranco del Belcaire construye un abanico aluvial que limita la marjal de Almenara por el N, individualizándola de la marjal de Nules.

b) Un sistema de abanicos y glacis de desarrollo discreto, que conectan el relieve con el llano y que constituyen el límite interior de la marjal. Su inexistencia en algunos tramos conlleva la mayor amplitud de la zona húmeda. Estos pequeños abanicos aluviales, coalescentes, han sido formados por barrancos alimentados por pequeñas cuencas que han contribuido al relleno natural de la fosa.

c) El sistema de restinga-albufera que configura el espacio actual se forma tras la estabilización del nivel del mar en el estadio isotópico 1, siguiendo el modelo cronológico regional. Destaca el Estany Gran, que se localiza en el centro de la marjal, junto a la Penya del Estany, con una profundidad media de unos 7 m. Adosada a la restinga actual, la playa de cantos y gravas presenta distintas tendencias. Según Pardo (1991), en el sector costero de Xilxes se registran procesos erosivos entre 1967 y 1986 que suponen un retroceso de hasta 40 m, lo que justificó la implantación de escolleras en algunos tramos, espigones exentos, con objeto de proteger las edificaciones de primera línea de playa. Por el contrario, la playa de la Llosa se mantiene estable, mientras que en el municipio de Almenara se registra una tendencia progradante (10-20 m entre 1967 y 1986), excepto en el límite con el término de Sagunto donde la playa se erosiona (hasta 30 m).

El origen del agua que aflora en la marjal de Almenara en la actualidad procede de: a) los aportes de arroyada que discurren de las sierras circundantes, b) los desbordamientos del río Belcaire y, en menor grado, del Palancia, dada su tendencia a desbordar hacia el S, siguiendo el paleocauce principal y que coincide, además, con las cotas más bajas respecto a sector septentrional del abanico, c) los manantiales naturales (*ullals*), que reflejan un nivel freático alto, d) las entradas de agua salada por los temporales marinos, que penetran por encima de la barrera, especialmente cuando proceden del cuadrante NE, y, e) los sistemas de regadío (acequias, pozos, motores) asociados con la intensa actividad agrícola de frutícolas de regadío.

Los usos agrícolas actuales que se registran en este espacio son la consecuencia de los constantes intentos de desecación que se llevan a cabo desde la antigüedad en este y otros espacios húmedos litorales, con objetivos sanitarios y agrícolas.

A partir del análisis de las cartografías proporcionadas por el Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente, a través del Sistema de Información Geográfico Agrario (SIGA), se constatan cambios importante en los usos de la marjal entre los años ochenta y la primera década del siglo XXI. A parte del aumento del agua en superficie como consecuencia del dragado antrópico reciente, con objeto de recuperar el valor natural de la zona húmeda, se constata una disminución de la superficie ocupada por las coníferas, un aumento de la superficie de cítricos, una disminución de la superficie empleada para cultivos de secano y una notable disminución del área ocupada por los productos de huerta.

METODOLOGÍA

Desde el punto de vista geomorfológico se han fotointerpretado pares estereoscópicos del año 1991, a escala 1:25.000, con objeto de identificar las principales formas de la marjal (Fig. 1). Se ha analizado la información topográfica a escala 1:10.000 y en algunas áreas a escala 1:2.000, así como las ortofotos a escala 1:5000 del año 2000 y 1:1000 del año 2009, para la zona más costera. Los trabajos de campo permitieron contrastar las principales características sedimentarias de estas formaciones. Los primeros resultados posibilitaron definir la mejor localización para la extracción de testigos a través de sondeos mecánicos.

El sondeo estudiado fue realizado con una sonda de recuperación de testigo, de 15 cm de diámetro, a rotación. Está localizado en las coordenadas UTM 740275, 4402211 (ETRS89, Huso 30), a unos 1500 m de distancia de la línea de costa actual. Su potencia es de 3 m, su altitud es de 1,5 m y el nivel freático en verano del 2010 se localizaba a -115 cm. Para eliminar la contaminación producida por el arrastre de sedimentos en la perforación de la sonda, las muestras han sido obtenidas del centro del testigo. Sobre las 26 muestras, extraídas cada 10 cm, se realiza un estudio sedimentario y micropaleontológico. Desde el punto de vista sedimentario, se ha obtenido la proporción de materiales arenosos y limoarcillosos en cada una de las muestras.

Desde el punto de vista micropaleontológico, una vez secas, las muestras fueron pesadas, disgregadas con la ayuda de hidróxido sódico y levigadas a través de una malla de 0,063 mm. Sobre estas muestras se realiza una primera descripción con la ayuda de la lupa binocular. Posteriormente se someten a la técnica de flotado, mediante líquidos densos (Tricloroetileno), con objeto de facilitar la recuperación de los caparazones de foraminíferos bentónicos y ostrácodos. En las muestras donde fue posible se extrajeron 300 individuos y en aquellas en las que no eran tan abundantes se contaron la totalidad de los individuos.

Las dataciones realizadas se hicieron a partir de 14C en el laboratorio de Beta Analytic (Florida, USA), sobre sedimento orgánico.

DATOS

Desde el punto de vista estratigráfico se identifican tres niveles, que de base a techo son:

Unidad I. Entre -3 m y -2,60 m. Sedimento encostrado de color blanquecino, debido a la masiva precipitación de carbonato cálcico. Los escasos granos de cuarzo están redondeados. De forma esporádica destaca el contenido de materia orgánica y los restos de carbón, que le confiere un color negruzco puntual (6Y7/1 light gray). Presencia de óxidos de hierro. Desde el punto de vista biogénico se aprecian opérculos y fragmentos de gasterópodos, oogonios de carofitas, semillas, etc. No se han encontrados caparazones de foraminíferos bentónicos. En general, los restos faunísticos son escasos y están mal conservados, por lo que se interpretan como alóctonos.

Unidad II: Entre -2,60 y -0,90 m se aprecia un sedimento grisáceo (2,5Y6/1 gray) formado por arenas de cuarzo y de calcita de morfología redondeada. Se caracteriza por la alternancia de niveles de color blanco, marcados por la presencia de precipitados de carbonato, con niveles de color negruzco enriquecidos de materia orgánica, semillas y restos vegetales. En la base son frecuentes las gravas de morfología angulosa y las concreciones carbonatadas. Los niveles orgánicos aumentan su presencia hacia el techo y están constituidos hasta en un 90% por fragmentos de carbón. La materia vegetal que origina la turba está muy enriquecida en plantas superiores, de tipo herbácea o arbustiva. Los rizotúbulos y precipitados carbonatados son muy abundantes cuando no hay turba y en algunas muestras coexisten.

La biofacies está constituida por escasos fragmentos y opérculos de gasterópodos en la base. Estos organismos incrementan su abundancia en el resto del nivel, especialmente hacia techo, donde también destacan otros organismos como ostrácodos, *Cyprideis torosa* (Jones) y carofitas, *Lamprothamnium papulosum* (Wallr). La mayor parte de los ostrácodos se reconocen en los niveles ricos en rizotúbulos y el ostrácodo *Ilyocypris gibba* (Ramdhor) aparece de forma esporádica (a -1,2 m), marcando el carácter dulceacuícola del medio. Los gasterópodos son especialmente abundantes en algunos niveles ricos en materia orgánica. Las carofitas son frecuentes sobre todo coincidiendo con los precipitados de carbonato en forma de rizotúbulos. Aparecen bivalvos de aguas salobres de forma ocasional. En general, los restos biógenos son abundantes coincidiendo con las litofacies dominadas por rizotúbulos y otras concreciones carbonatadas y son más escasos en los niveles más turbosos, en algunos casos son inexistentes.

Las dataciones con 14C dan una edad calibrada de 7.570-7.430 BP para un nivel de turba localizada –3 m en un sondeo realizado a unos 10 m de distancia aproximada, que podría ser equivalente a la turba basal registrada en esta unidad sedimentaria a -2,5 m.

Unidad III. Tiene 0,90 m de potencia. Los últimos 30 cm corresponden al suelo actual. Está formada por un material arenoso redondeado de color beige (10YR5/3), con aumento de las proporciones de limo arcilla hacia el techo. La base es arenosa y presenta abundancia de cuarzo y rizotúbulos, en un contacto progresivo respecto a la unidad anterior, y concreciones carbonatadas en el techo. Destaca la abundancia de yeso lenticular. Se detectan precipitados de óxido de hierro y pirita, especialmente en el techo.

La biofacies está formada por una especie de foraminífero, *Ammonia beccarii* (Linné), especialmente abundante entre -0,60 m y 0,30 m (se extrajeron 300 individuos en cada muestra); ostrácodos de las especies *Cyprideis torosa* e

Ilyocypris gibba, en posición de vida y bien conservados; oogonios de carofitas de la especie *Lamprothamnium papulosum*, y gran cantidad de opérculos y gasterópodos de variado tamaño y con muy buena conservación, donde se puede identificar varias especies del género *Hydrobia*, sp. Se distinguen restos vegetales. Hacia techo no se registran foraminíferos.

INTERPRETACIÓN

Los resultados sedimentológicos y micropaleontológicos del testigo recuperado en la marjal muestran la existencia de una laguna de aguas someras con procesos alternantes de inundación y desecación. La posición marginal del sondeo respecto a la laguna favorece el registro de este tipo de oscilaciones del nivel freático.

La unidad I es una costra carbonatada que se interpreta como previa a la formación del sistema lagunar actual, atendiendo a los resultados cronoestratigráficos. Por tanto, esta unidad refleja el vaso inundable tras la estabilización del nivel del mar en el estadio isotópico 1. Las facies palustres identificadas en la unidad siguiente (unidad II) se alcanzan de forma progresiva y se reconocen a partir de la presencia de determinados organismos, en aumento hacia techo. Destacan especies salobres eurihalinas como *Hydrobia* sp. y ostrácodos como *Cyprideis torosa*; la especie de ostrácodo *Ilyocypris gibba* indica el carácter dulceacuícola del agua y la importancia de la alimentación subterránea. El contenido biógeno coincide con episodios de máxima saturación del agua, que se manifiestan a través de la precipitación abundante de rizotúbulos y otras concreciones carbonatadas. De forma intercalada se aprecian niveles de turba donde disminuye el contenido biógeno, en consonancia con el pH más ácido del medio. Desde el punto de vista paleoambiental los niveles carbonatados se interpretan como niveles de desecación progresiva del ambiente lagunar, donde la precipitación de carbonatos se produciría al final del proceso. Los niveles turbosos se interpretan como la recuperación temporal de los cuerpos de agua.

Finalmente, en contacto progresivo se deposita la unidad III. La litofacies más detrítica muestra la introducción de sedimento desde el exterior del sistema, cuyo origen, teniendo en cuenta la posición del sondeo en el interior de la marjal, podría ser bien desde los ambientes aluviales circundantes, bien desde el medio marino. No obstante, la ausencia de sedimentos finos (limo y arcilla) y arenas rojizas triásicas características de las sierras circundantes sugiere un aporte marino, pese a la ausencia de especies de foraminíferos típicos de este ambiente. En su conjunto, la biofacies muestra una mayor estabilidad de los cuerpos de agua y una mayor profundidad del medio en este punto respecto al depósito de la unidad II. Hacia el techo de la unidad se reconocen facies de desecación, inmediatamente previas al suelo actual, con rizotúbulos, concreciones carbonáticas y yeso lenticular. La cristalización de yeso implica una mayor saturación del medio respecto a niveles previos.

López Buendía et al., 1999, analizan la turba desde el punto de vista geoquímico y determinan la escasa influencia marina en este ambiente y, por el contrario, indican una mayor influencia marina en momentos más recientes. Atendiendo a estos resultados podría interpretarse la unidad II como más dulceacuícola en comparación con la unidad III, donde no se registran niveles turbosos. Sin embargo, Mediato et al. (2011) relaciona los resultados geoquímicos de los sedimentos analizados en un sondeo próximo a la costa con los movimientos del nivel del mar. Estos autores defienden la expansión del humedal y la formación de la turba en momentos de ascenso eustático, lo cual implicaría una mayor salinidad del medio a menos que la comunicación con el mar abierto fuese inexistente. Los datos biogénicos encontrados hasta el momento no permiten participar de esta discusión, ya que las especies encontradas viven en ambientes con amplios rangos de salinidad. No obstante, siempre indican un medio salobre y/o dulceacuícola, tanto en la unidad II como en la III. En cualquier caso, los registros estratigráficos parecen indicar una mayor estabilidad y profundidad de los cuerpos de agua en el SW de la marjal en coincidencia con la Unidad III.

A tenor de los resultados obtenidos, la alternancia ambiental constatada en el registro sedimentario que colmata la zona húmeda está relacionada con cambios del nivel del agua que podrían vincularse con oscilaciones climáticas y/o variaciones eustáticas. En la laguna de l'Albufereta de Alacant, Ferrer y Blázquez (2012) encuentran varios episodios donde alternan aguas lagunares salobres y dulceacuícolas y ambientes marinos, que relacionan con ciclos climáticos desde el 3.000 BP. Según varios autores (Zazo, 2006; Zazo et al. 2008) estos episodios pueden corresponderse con incrementos relativos (cm) del nivel del mar, causados por bajas presiones atmosféricas, que alternan o se interrumpen por episodios de descenso eustático, en coincidencia con fases de altas presiones atmosféricas. Estas variaciones ambientales podrían estar en relación con cambios más globales ligados con el patrón de circulación atmosférica de la NOA. Estos cambios en la sedimentación durante el Holoceno se han identificado en varias áreas de la Península Ibérica (González-Villanueva et al., 2009, Carmona y Ruiz, 2011, Blázquez y Ferrer, 2012).

CONCLUSIONES

El espacio que configura la actual marjal de Almenara presenta una unidad basal formada por una costra calcárea que constituyó el vaso inundable tras la estabilización marina flandriense. En los tres últimos metros de relleno de la marjal se registran oscilaciones del agua de la laguna que se manifiestan por la alternancia de niveles de turba y niveles formados por las concreciones de carbonato cálcico, especialmente de rizotúbulos. La máxima influencia marina de los depósitos estudiados se constata en el último metro, por la aparición de caparazones de foraminíferos bentónicos (*Ammonia beccarii*) que indican una mayor profundidad y estabilidad de los cuerpos de agua. La desecación de este nivel supuso no solo la precipitación de carbonato cálcico sino también de sulfato cálcico.

Agradecimientos: Esta publicación ha sido financiada por los proyectos GV/2009/129, UCV/2009-006-001, UCV/2011-006-013 y UCV/2012-006-003, de la Generalitat Valenciana y la Universidad Católica de Valencia "San Vicente Mártir".

En memoria de Verónica Badía, alumna de 5º año de la 5ª promoción de la licenciatura de Ciencias del Mar del curso académico 2011-2012, de la Universidad Católica de Valencia "San Vicente Mártir".

Referencias bibliográficas

Aranegui, C., Ruiz, J.M. & Carmona, P. (2005). El humedal del Puerto de *Arse-Saguntum*. Estudio geomorfológico y sedimentológico. *SAGVTVM* (P.L.A.V.), 37, 153 - 163.

Blázquez, A.M. & Usera, J. (2010). Palaeoenvironments and Quaternary foraminifera in the coastal lagoon of Elx (Alicante, Spain). *Quaternary International*, 221, 68-90.

Blázquez, A.M. & Ferrer, C.(2012). Rol of human actions on the Landscape Changes from the Upper Holocene to the Present of the Bajo Segura Basin (SE Spain). *Catena*, 97, 31-40.

Carmona & Ruiz, J.M. (2011). Historical morphogenesis of the Turia River coastal flood plain in the Mediterranean littoral of Spain. *Catena*, 86, *139-149.*

Ferrer, C. & Blázquez, A.M. (2012). The evolution of the Albufereta Lagoon (western Mediterranean) during the Upper Holocene: Climate Cycles and Sea Level Changes. *Journal Coastal Research*, 28 (6): 1617-1626.

Fontboté J.M., Guimerà J., Roca E., Sàbat F., Santanach P. & Fernández-Ortigosa F. (1990). The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia trough (Western Mediterranean). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3, 249-259.

Fumanal, M. P., Rey, J., Usera, J., Martínez, J., Mateu, G., Blázquez, A. M. & Ferrer, C. (1997). El Proyecto La Nao: evolución cuaternaria del litoral meridional valenciano. In: J. Rodríguez Vidal (Ed.): Cuaternario Ibérico, AEQUA, 98-112.

González-Villanueva, R., Pérez-Arlucea, M. & Alejo, I. (2009). Climatic-related factors controlling the sedimentary architecture and sequenciality of a barrier-lagoon complex in the context of the Holocene transgression. *Journal of Coastal Research*, 56, 627–631.

López-Buendía, A.M., Bastida, J., Querol, X. & Whateley, M.K.G. (1999). Geochemical data as indicators of palaeosalinity in coastal organic-rich sediments. *Chemical Geology*, 157, 235-254.

Mediato, J.F. & Santisteban, J.I. (2006). Subfacies geoquímicas: una mejora en la caracterización de depósitos litorales (sondeo de Almenara, provincia de Castellón). *Boletín Geológico y Minero*, 117 (Núm. Monográfico Especial), 519-524.

Mediato J.F., Santisteban J.I., Mediavilla R. & Dabrio C.J. (2011a). Análisis estratigráfico y sedimentológico del registro holoceno en la marjal de Almenara. Variaciones eustáticas. *Actas de las VI Jornadas de Geomorfología Litoral, Tarragona, 163-166.*

Mediato J.F., Santisteban J.I., Mediavilla R. y Dabrio C.J. (2011b). Análisis geoquímico del registro holoceno del marjal de Almenara. Variaciones eustáticas. *Actas de las VI Jornadas de Geomorfología Litoral, Tarragona,* 166-170.

Pardo, J.E. (1991). La erosión antrópica en el litoral valenciano. Valencia, Conselleria d'Obres Públiques, Urbanisme i Transport. Generalitat Valenciana, 240 p.

Pérez Cueva, A. (1979). El cuaternario continental de la Plana de Castelló. *Cuadernos de Geografía*, 24, 39 – 54.

Rey, J. & Fumanal, M.P. (1996). The Valencian coast (Western Mediterranean): neotectonics and neomorphology. *Quaternary Science Reviews,* 15 (8), 789-802.

Segura, F., Sanjaume, E. & Pardo, J. (1995). Evolución cuaternaria de las albuferas del sector septentrional del Golfo de Valencia. *El Cuaternario del País Valenciano*, 139-154 p.

Usera, J., Blázquez, A. M., Guillem, J., & Alberola, C. (2002). Biochronological interest of foraminifera lived in restricted environments: Application to the study of the Western Mediterranean Holocene. *Quaternary International*, 93-94, 139-147.

Zazo, C. (2006). Cambio climático y nivel del mar: la Península Ibérica en el contexto global. *Cuaternario y Geomorfología*, 20(3–4), 115–130.

Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Lario, J., Mercier, N., Bardají, T., Silva, P.G., Borja, F. & Cabero, A. (2008). Coastal archives of palaeoenvironmental changes along the Mediterranean-Atlantic area during the last 15 Kyr. *Quaternary International*, 181, 72-87.

A EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DO ESTUÁRIO DO GUADIANA (SUL DA PENÍNSULA IBÉRICA): UM ESTUDO COM BASE EM DIATOMÁCEAS

A. Gomes (1), T. Boski (1), D. Moura (1), K. Szkornik (2), S. Connor (3)

(1) Centro de Investigação Marinha e ambiental (CIMA), Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, 8005-139 Faro, Portugal. aisgomes@ualg.pt
(2) School of Physical and Geographical Sciences, Keele University, Keele, Staffordshire, ST5 5BG, United Kingdom.
(3) School of Geography and Environmental Science, Faculty of Arts, Monash University, Clayton VIC-3800, Australia.

Abstract* (Paleoenvironmental evolution of the Guadiana estuary (Southern Iberian Peninsula): a diatom-based study)*: In order to enhance our understanding of the evolution of the Guadiana Estuary since the Last Glacial Maximum, a diatom-based study was performed on a core collected in a salt-marsh zone of the Guadiana River. The core spans more than 13241 cal. years B.P. Between ca. 62-m and 25.5-m depth the diatom assemblages are indicative of a prevailing salt-marsh environment. The strongest marine influence was inferred to the period between ca. 25.5 and 13.5-m depth, indicating a phase of rapid sea-level rise. From this period onwards, diatom assemblages seem to indicate an evolution to a more restrict environment probably similar to the actual configuration of the study area.

Palavras chave: Estuário do Guadiana, Diatomáceas, Subida do nível médio do mar.
Key words*: Guadiana estuary, Diatoms, Sea-level rise.*

INTRODUÇÃO

Os estuários são zonas de transição entre o oceano e o continente que exibem gradientes físicos, químicos e biológicos. Um dos grupos de organismos adaptados à diversidade de ambientes existentes nos estuários são as diatomáceas. As diatomáceas são algas unicelulares com paredes celulares siliciosas (frústulas), pertencentes ao Reino Chromista (Falkowski et al., 2004) que vivem em ambientes de água salgada, salobra e doce. Para além de estarem adaptadas a ambientes com diferentes salinidades elas também têm diferentes formas de vida. Assim, as diatomáceas podem ser bentónicas, ticoplanctónicas e planctónicas. Pensa-se que existe um número de espécies de diatomáceas na ordem dos 10^4 (Stoermer e Smol, 1999). É esta diversidade que advém da variedade de habitats que colonizam, que as transforma em ferramentas valiosas para elaborar reconstruções paleoambientais.

Assim, desde o início do século XX, as diatomáceas têm sido extensamente usadas em reconstruções do nível médio do mar (Sawai et al., 2004). Contudo, este indicador tem sido pouco utilizado na Península Ibérica. Bao et al. (1999) e Freitas et al. (2002) são alguns dos exemplos de trabalhos em que as diatomáceas foram utilizadas como indicadores que suportaram as reconstruções paleoambientais das lagoas litorais ao longo da costa Oeste portuguesa.

Desta forma, este estudo tem como objetivo complementar os trabalhos de Boski et al. (2002, 2008), Fletcher et al. (2007) e Delgado et al. (2012) sobre a evolução do estuário do Guadiana, desde o Último Máximo Glacial, utilizando pela primeira vez as associações de diatomáceas como indicador paleoambiental.

CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O Rio Guadiana é o quarto maior da Península Ibérica. Nasce em Espanha, na localidade de Campo de Montiel e desagua entre a cidade Portuguesa de Vila Real de Santo António e a cidade Espanhola de Ayamonte, percorrendo uma distância de cerca de 800 km. Os últimos 200 km do seu percurso estabelecem a fronteira natural entre Portugal e Espanha. O estuário do Guadiana localiza-se no Sul da Península Ibérica e estende-se ao longo de 70 km, até Mértola. De acordo com Boski et al. (2008) a parte terminal do estuário corresponde ao paleo vale do rio inundado durante a transgressão holocénica e escavado nos xistos e grauvaques do Carbónico e nos calcários do Cretácico e do Jurássico. Este paleo vale atinge uma profundidade de cerca de 85 m abaixo do nível médio do mar, o que permitiu uma acumulação impar de sedimentos do holocénico, em termos de espessura. O estuário encontra-se numa região de clima mediterrânico onde a variabilidade sazonal e inter-anual das suas descargas é fortemente influenciadas pela Oscilação Norte Atlântica (Dias et al., 2004).

MÉTODOS

Este estudo foi elaborado com base em amostras recolhidas ao longo de uma sondagem (CM6), cujo testemunho tem cerca de 63 m de comprimento. A sondagem foi efetuada numa zona intermareal de sapal na margem esquerda do rio do Guadiana (Figura 1). A amostragem do testemunho da sondagem foi elaborada em intervalos de 3 m ou inferiores sempre que ocorriam alterações nas propriedades de massa do sedimento (granulometria, cor, figuras sedimentares), identificável à vista desarmada. As amostras foram retiradas da zona central do testemunho, por forma a evitar contaminações.

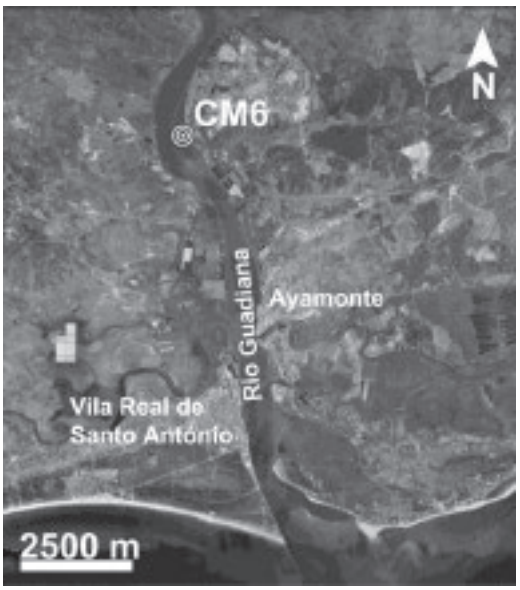


Fig. 1: Localização da sondagem CM6 (imagem do Google Earth - adaptada).

Cerca de 1 g de sedimento de cada uma das 27 amostras recolhidas foram tratadas com peróxido de hidrogénio (30%) e ácido clorídrico (10%), com o objetivo de remover, respetivamente, a matéria orgânica e os carbonatos. Em seguida, um volume conhecido deste material limpo foi utilizado para preparar lâminas permanentes, utilizado a resina Naphrax. As lâminas foram observadas num microscópio ótico Zeiss Axioskop a uma magnificação de 1000 x. A identificação das espécies de diatomáceas foi efetuada com base em Krammer e Lange-Bertalot (1986, 1988, 1991a, 1991b), Round et al. (1990), Witkowski et al. (2000) e Ribeiro (2010). O método de contagem das valvas seguiu Schrader e Gersonde (1978), contando-se pelo menos 300 valvas por amostra. Contudo, devido à frequente escassez de diatomáceas em algumas das amostras analisadas, considerou-se que 100 valvas seria um número adequado para serem estatisticamente válidas (Fatela e Taborda, 2002).

A interpretação paleoambiental para cada amostra estudada foi baseada nas preferências ambientais (de água salgada, salobra ou doce) e formas de vida (bentónicas, ticoplanctónicas ou plactónicas) das espécies de diatomáceas que apresentaram abundâncias relativas iguais ou superiores a 5% (espécies dominantes), em pelo menos uma das amostras. A caracterização das preferências ambientais e das formas de vida de cada espécie de diatomáceas tiveram como referência os trabalhos de Denys (1991/2) e Witkowski et al. (2000). Calculou-se ainda, o número total de espécies de diatomáceas (S), tal como o índice de diversidade de Shannon-Wiener (H') e a Equitabilidade (J') utilizando o programa PRIMER (Clarke e Gorley, 2006). O indicie de dissolução das valvas de diatomáceas, definido em Ryves et al. (2001), foi também calculado. Este índice varia entre 0 (todas as valvas apresentação sinais de dissolução ou estão partidas) e 1 (todas as valvas estão pristinas). Realizou-se uma análise de cluster em modo Q, com recurso à aplicação CONISS disponível no programa TILIA (Grimm, 1987). Esta análise permitiu agrupar as amostras considerando as semelhanças das associações de diatomáceas nelas presentes e assim criar zonas ao longo da sondagem estudada (Figura 2). Nesta análise, as amostras foram estratigraficamente constrangidas e sofreram uma transformação do quadrado da raiz para que a importância relativa das espécies mais abundantes fosse atenuada e a das espécies menos abundantes fosse acrescida.

As datações por ^{14}C foram são as elaboradas por Delgado et al. (2012).

RESULTADOS

As cinco zonas de diatomáceas apresentadas na Figura 2 foram definidas da base para o topo.

Zona I *(63-62 m de profundidade)* – Esta zona apresenta 55 espécies diferentes e uma diversidade de 3.1. Uma equitabilidade de 0.8 indica que as abundâncias relativas das espécies encontram-se bem distribuídas entre elas. O índice de dissolução de 0.4 mostra que nesta zona as espécies estão moderadamente preservadas. As espécies que

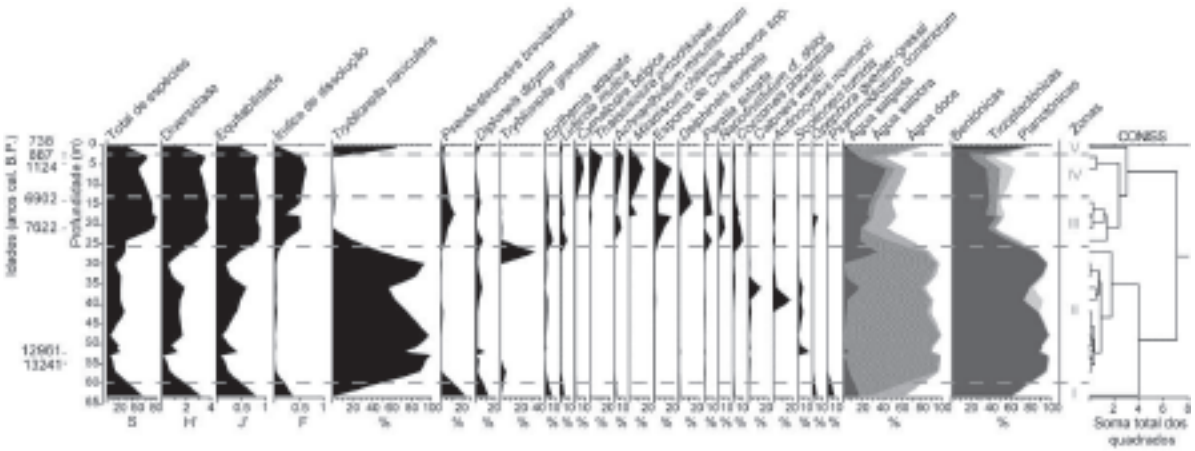


Fig. 2: Distribuição das espécies dominantes de diatomáceas ao longo da sondagem CM6, Rio Guadiana. O total de espécies, diversidade, equitabilidade e índice morfológico de dissolução são referentes às espécies de diatomáceas presentes nas amostras estatisticamente válidas. O sumário das preferências ambientais (água salgada, salobra ou doce) e das formas de vida (bentónicas, ticoplanctónicas ou planctónicas) é também relativo às espécies dominantes. À direita apresenta-se o dendrograma resultante da análise de cluster e as cinco zonas de diatomáceas definidas com base nele.

dominam são a *Pseudostaurosira brevistriata* (23.6%), a *Diploneis didyma* (12%), a *Epithemia adnata* (6%) e o *Psammodictium constrictum* (6%). Esta zona apresenta uma mistura de espécies de água salgada (17.9%), salobra (13%) e doce (32%). Em relação às formas de vida das espécies de diatomáceas dominantes, estas são predominantemente bentónicas (62.6%).

Zona II *(62-25.5 m de profundidade)* – Em comparação com a zona anterior esta apresenta valores totais de espécies e de diversidades bastante inferiores. Os totais de espécies variam entre 4 e 28 espécies e a diversidades entre 0.3 e 1.8. De forma geral, toda esta zona é caracterizada por índices de dissolução muito baixos (0-0.07) o que revela uma fraca preservação das associações de diatomáceas. A equitabilidade varia entre moderada e baixa (0.1-0.6) indicando que as abundancias estão maioritariamente mal distribuídas pelas espécies. Tal facto é notório pelos valores de abundância da espécie *Tryblionella navicularis* (49.3-97%) ao longo de toda a zona. Esta espécie contribui para um inequívoco sinal de ambiente de água salobra e para a dominância de uma forma de vida bentónica (73.6-99.4%). Aos 52 m de profundidade verifica-se ainda a dominância das espécies *Scolioneis tumida* (10%) e da espécie *Diploneis didyma* (7.3%). Aos 51 m a espécie *Scolioneis tumida* continua a ser dominante, contudo a sua abundância diminui para 5.9%. A espécies *Actinocyclus normanii* torna-se dominante (17%) e aos 36 m o mesmo é verificado para a espécies *Caloneis westii* (12.5%). O topo desta zona (a 27 m) é ainda dominado pela *Tryblionella granulata* (33.7%) e verifica-se um aumento da percentagem de espécies marinhas.

Zona III *(25.5-13.5 m de profundidade)* – Desde a base desta zona até aos 21 m de profundidade verifica-se um aumento pronunciado do número de espécies de diatomáceas (de 30 para 73 espécies), bem como da diversidade (2.9-3.8). As abundâncias relativas encontram-se bem distribuídas pelas espécies, o que se verifica através dos valores constantes, aproximadamente iguais a 0.9. A maior parte das amostras apresenta um índice de dissolução em torno do 0.5 o que indica que as valvas observadas encontravam-se moderadamente bem preservadas. Apenas aos 24 e aos 17.5 m de profundidade o índice de dissolução apresenta valores de 0.2, manifestando uma fraca preservação das diatomáceas. A associação de espécies desta zona é composta pela *Tryblionella navicularis* (20.5%), esporos de *Chaetoceros* spp. (9.7-16.1%), *Pseudostaurosira brevistriata* (5.7-13.3%), *Delphineis surirella* (12.3%), *Cocconeis placentula* (5.3-9.4%), *Paralia sulcata* (7.7%), *Epithemia adnata* (6.8%), *Luticola mutica* (6.8%), *Nanofrustulum* cf. *shiloi* (6.7%), *Minidiscus chilensis* (6.3%) e *Opephora guenter-grassii* (5.2%). No que diz respeito às preferências ambientais, verifica-se uma codominância de espécies de água salgada (18-28.5%) e de água doce (15.1-22.4%). Quanto à forma de vida, as espécies bentónicas estão presentes em maior abundância (35.4-58.1%), contudo para o topo da zona verifica-se um aumento da abundância de espécies ticoplanctónicas e planctónicas.

Zona IV *(13.5-2.5 m de profundidade)* – Na base desta zona (aos 12 e aos 9 m) as diatomáceas são escassas. Contudo, a partir no topo desta zona o número de espécies observadas (50-64 espécies), bem como a diversidade (3.1-3.4) mantêm-se elevadas e semelhantes às da zona III imediatamente abaixo. A equitabilidade apresenta valores aproximadamente iguais a 0.8, mantendo a tendência vinda da zona imediatamente abaixo. O índice de dissolução mantêm um valor constante de 0.6, indicando uma preservação moderada das diatomáceas. Os esporos de *Chaetoceros* spp. (16.6%) e as espécies *Minidiscus chilensis* (7.9-14%), *Thalassiosira proschkinae* (8.3-12.2%), *Cymatosira belgica* (7.2-9%), *Achnanthidium minutissimum* (6.3-8.6%) e *Nanofrustulum* cf. *shiloi* (5.7%) compõem a associação que caracteriza esta zona. Esta associação de espécies é maioritariamente de água salgada (17.1-45.3%), contudo estão também presentes espécies de água salobra (12.9-8.3%) e de água doce (10.7-12.2%). As espécies com forma de vida bentónica são as mais abundantes (21.1-36.3%), porém estão também presentes espécies ticoplanctónicas (14%) e planctónicas (7.9-14%).

Zona V *(2.5-0 m de profundidade)* – O número de espécies observadas (34) diminui em relação aos valores apresentados para a zona IV imediatamente abaixo. Em relação à diversidade (1.7), verifica-se que esta também sofre uma diminuição em relação aos valores apresentados para a zona IV imediatamente abaixo. A equitabilidade de 0.5 indica que as abundâncias estão medianamente distribuídas pelas espécies. A preservação das valvas é fraca, de acordo com um índice de dissolução igual a 0.1. A *Tryblionella navicularis* é a única espécie dominante desta zona e está presente numa abundância relativa igual a 65.1%. Esta espécie é responsável pelo sinal de um ambiente predominantemente de água salobra e de uma forma de vida bentónica.

INTERPRETAÇÃO

Delgado et al. (2012) estudaram a sondagem CM6 com base em dados sedimentológicos, geoquímicos e paleontológicos (principalmente com recurso a foraminíferos). Comparando os resultados obtidos pelos referidos autores com os dados do presente estudo baseado em diatomáceas, verifica-se uma concordância na maior parte das zonas definidas ao longo da sondagem.

Na zona I, definida na base da sondagem, a presença de uma elevada diversidade e de uma associação de espécies de diatomáceas cujas preferências ambientais variam entre os ambientes de água salgada, salobra e doce é indicativo de um ambiente de planície lodosa. Assim, estes depósitos pré-holocénicos desenvolveram-se em ambientes dominados por processos fluviais com o nível médio do mar mais baixo que o presente, embora em subida rápida a partir dos 13 ka B.P., durante o período quente Bolling Allerod (Dias et al., 2000). Também no Estuário do Minho, há 13400 anos cal. B.P. acumularam-se fácies sedimentares de cariz predominantemente fluviais (Araújo et al., 2005).

A zona II representa um ambiente bastante diferente e bem delimitado em relação em relação aos ambientes dos depósitos inferior e superior. A baixa

diversidade de diatomáceas em conjugação com os altos valores de abundância da espécie de água salobra *Tryblionella naviculares* são indicativos de um ambiente de sapal. A fraca preservação das diatomáceas nesta zona pode estar relacionada com a acidificação do sedimento que contêm ácidos sulfúricos disseminados.

Assim, há cerca de 12961 anos cal. B.P., o ligeiro aumento da diversidade nas amostras analisadas, bem como o aparecimento das espécies *Scolioneis tumida* e *Diploneis didyma*, com consequente diminuição da abundancia relativa da *Tryblionella navicularis* pode ser indicativa da alterações ambientais devidas ao Dryas recente. Este evento foi também identificado por Fletcher et al. (2007) e Boski et al. (2008) na sondagem CM5 efetuada no mesmo estuário. Aos 36 m de profundidade as espécies *Actinocyclus normanii* e *Caloneis westii* tornam-se também dominantes. A partir dos 36 m de profundidade e até ao topo da zona II verifica-se um aumentando da percentagem de espécies de água salgada presentes nas amostras analisadas. Estes resultados são compatíveis com o desenvolvimento de um estuário menos restrito e mais aberto à influência marinha a partir de cerca dos 9 500 anos cal. B.P., em consequência da rápida subida do nível médio do mar. Ainda, a interpretação desta bem marcada alteração das condições físico-químicas e morfológicas do estuário feita com base nas associações de diatomáceas, é coerente com as descritas por Boski et al. (2002).

A rápida subida do nível médio do mar, testemunhada pelas associações de espécies da zona II e III, corresponde a um ambiente de planície lodosa onde se misturam espécies de água salgada e de água doce, havendo um marcado aumento da diversidade. A continuada e rápida subida do nível médio do mar contrariando a exportação de sedimento, conduziu ao desenvolvimento de vastas planícies lodosa.

Na zona IV as associações de diatomáceas apontam para um ambiente de planície lodosa/arenosa, onde as diversidades são elevadas e há uma mistura de espécies de água salgada, salobra e doce. A espécie *Cymatosira belgica*, dominante nesta zona, vive associada a sedimentos arenosos e lodosos (Ribeiro et al. 2010) encontrados nas áreas mais dinâmicas dos estuários.

A zona V, correspondente ao topo da sondagem estudada, um novo decréscimo da diversidade e a presença de *Tryblionella navicularis* com valores de abundância altos indicam que o estuário evoluiu para um ambiente restrito provavelmente semelhante à sua atual configuração. Esta mesma interpretação foi efetuada por Boski et al. (2002) com base em testemunhos de outras sondagens realizadas no mesmo estuário.

CONCLUSÕES

As associações de diatomáceas presentes ao longo da sondagem CM6 permitiram estabelecer o seguinte modelo de evolução paleoambiental, para a zona do estuário onde este estudo foi elaborado:

(i) sobre o paleo vale iniciou-se a desenvolvimento de uma planície lodosa há mais de 13241 anos cal. B.P.;

(ii) a partir dos 62 m de profundidade este ambiente evoluiu para um sapal que se manteve até aos 25.5 m de profundidade;

(iii) devido à rápida subida do nível médio do mar o ambiente de sapal voltou a dar lugar a uma planície lodosa;

(iv) e por último, o ambiente evoluiu para um ambiente restrito provavelmente semelhante ao da sua atual configuração.

Assim, através deste trabalho, demonstrou-se que as diatomáceas são bons indicadores ambientais, sendo por isso uma ferramenta útil em reconstruções paleoambientais, em particular em estuários, que são zonas sensíveis a variações tanto continentais (ex., precipitação) como marinhas (ex., nível médio do mar).

Agradecimientos: Este trabalho foi suportado pela bolsa de doutoramento SFRH/BD/62405/2009, da Fundação para a Ciência e Tecnologia—FCT (Portugal).

Referencias bibliográficas

Araújo, M.F., Lobato, M.F., Cruces, A. e Drago, T. (2005). Paleoenvironmental geochemical patterns in the Holocenic evolution of Minho Estuary. Iberian Coastal Holocene Paleoenvironmental Evolution. *Coastal Hope (proceedings)*, 8-10.

Bao, R., Freitas, M.C. & Andrade, C. (1999). Separating eustatic from local environmental effects: a late-Holocene record of coastal change in Albufeira Lagoon, Portugal. *The Holocene*, 9, 341-352.

Boski, T., Camacho, S., Moura, D., Fletcher, W., Wilamowski, A., Veiga-Pires, C., Correia, V., Loureiro, C. & Santana, P. (2008). Chronology of the sedimentary processes during the post-glacial sea level rise in two estuaries of the Algarve coast, Southern Portugal. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 77, 230-244.

Boski, T., Moura, D., Veiga-Pires, C., Camacho, S., Duarte, D., Scott, D.B. & Fernandes, S.G. (2002). Postglacial sea-level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal/Spain border. *Sedimentary Geology*, 150, 103–22.

Clarke, K.R.; Gorley, R.N. (2001). *Primer v5: User Manual/Tutorial*. Primer-E, Plymouth, United Kingdom, 91 pp.

Delgado, J., Boski, T., Nieto, J.M., Pereira, L., Moura, D., Gomes, A., Sousa, C. & García-Tenorio, R. (2012). Sea-level rise and anthropogenic activities recorded in the late Pleistocene/Holocene sedimentary infill of the Guadiana Estuary (SW Iberia). *Quaternary Science Reviews,* 33, 121-141.

Denys, L. (1991/2). *A check-list of the diatoms in the Holocene deposits of the western Belgian coastal plain with a survey of their apparent ecological requirements. I. Introduction, ecological code and complete list.* Service Geologique de Belgique, Profession paper 246, 41 pp.

Dias, J.M.A., Boski, T., Rodrigues, A. e Magalhães, F. (2000). Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present-a synthesis. *Marine Geology*, 170, 177-186.

Dias, J.M.A., Gonzalez, R. & Ferreira, Ó. (2004). Natural versus anthropic causes in variations of sand export from river basins: an example from the Guadiana River Mouth (South western Iberia). *Polish Geological Institute Special Papers,* 11, 95-102.

Falkowski, P.G., Katz, M.E., Knoll, A.H., Quigg, A., Raven, J.A., Schofield, O. & Taylor, F.J.R. (2004). The evolution of modern Eukaryotic phytoplankton. *Science*, 305, 354-360.

Fatela, F. & Taborda, R. (2002). Confidence limits of species proportions in microfossil assemblage. *Marine Micropaleontology,* 45, 169-174.

Fletcher, W.J., Boski, T. & Moura, D. (2007). Palynological evidence for environmental and climatic change in the lower Guadiana valley, Portugal, during the last 13 000 years. *The Holocene*, 17 (4), 481–494.

Freitas, M.C., Andrade, C. & Cruces, A. (2002). The geological record of environmental changes in southwestern Portuguese coastal lagoon since the Lateglacial. *Quaternary International*, 93-94, 161-170.

Grimm, E.C. (1987) CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum-of-squares. *Computers and Geosciences*, 13, 13-35.

Krammer, K. & Lange-Bertalot, H. (1986). *Bacillariophyceae 1. Teil: Naviculaceae*. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 876 pp.

Krammer, K. & Lange-Bertalot, H., 1988. *Bacillariophyceae 2. Teil: Bacillariaceae, Ephithemiaceae, Surirellaceae*. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 610 pp.

Krammer, K.; Lange-Bertalot, H. (1991a). *Bacillariophyceae 4. Teil: Achnanthaceae Kritische Erganzungen zu Navicula (Lineolatae) und Gomphonema*. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag, Germany, 468 pp.

Krammer, K.; Lange-Bertalot, H. (1991b). *Bacillariophyceae 3. Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae*. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag, Germany, 598 pp.

Ribeiro, L. (2010). *Intertidal benthic diatoms of the Tagus estuary: Taxonomic composition and spatial-temporal variation*. Dissertação de Doutoramento, Universidade de Lisboa, Lisboa, 289 pp.

Round, F.E.; Crawford, R.M.; Mann, D.G. (1990). *The Diatoms, Biology and Morphology of the Genera*. Cambridge University Press, Cambridge, 747 pp.

Ryves, D.B.; Juggins, S.; Fritz, S.C.; Battarbee, R.W. (2001). Experimental diatom dissolution and the quantification of microfossil preservation in sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 172, 99-113.

Sawai, Y., Horton, B.P. & Nagumo, T. (2004). The development of a diatom-based transfer function along the Pacific coast of eastern Hokkaido, northern Japan – an aid in paleoseismic studies of the Kuril subduction zone. *Quaternary Science Reviews*, 23, 2467-2484.

Schrader, H.; Gersonde, R. (1978). Diatoms and silicoflagellates in the eight meters section of the lower Pleistocene at Capo Rossello. *Utrecht Micropaleontological Bulletin,* 17, 129-176.

Stoermer, E.F. & Smol, J.P. (1999). *The Diatoms: Applications for the* . Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, Salamanca (España), 528 pp.

Witkowski, A.; Lange-Bertalot, H.; Metzeltin, D. (2000). Iconographia Diatomologica: Annotated Diatom Micrographs. In: *Volume 07: Diversity – Taxonomy– Identification: Diatom flora of marine coasts I* (Lange-Bertalot, H., eds.). Koenigstein: Koeltz scientific books, Germany, 925 pp.

LOS DEPÓSITOS EÓLICOS EN LA ZONA CENTRAL DEL RÍO TAJO.

J. Sánchez (1), D. Faust (2), F.R. Calvo (3), D. Wolf (2), O. Merlo (3), A. Acosta (4)

(1) Dpto. de Ingeniería Geológica y Minera, E.T.S.I. Caminos, Canales y Puertos, Universidad de Castilla La Mancha. Avda. Camilo José Cela s/n. 13191 Ciudad Real. jesus.svizcaino@uclm.es
(2) Lehrstuhl Physische Geographie. Institut für Geographie. TU Dresden. 01062 Dresden. dominik.faust@mailbox.tu-dresden.de
(3) Dpto. de Ingeniería Civil y de la Edificación, E.T.S.I. Caminos, Canales y Puertos, Universidad de Castilla La Mancha. Avda. Camilo José Cela s/n. 13191 Ciudad Real. fruben85@hotmail.com
(2) Lehrstuhl Physische Geographie. Institut für Geographie. TU Dresden. 01062 Dresden. daniel_wolf@tu-dresden.de
(3) Dpto. de Ingeniería Civil y de la Edificación, E.T.S.I. Caminos, Canales y Puertos, Universidad de Castilla La Mancha. Avda. Camilo José Cela s/n. 13191 Ciudad Real. oscar.merlo@uclm.es
(4) Dpto. de Química Física, Facultad de CC. Químicas, Universidad de Castilla La Mancha. Avda. Camilo José Cela, 10. 13191 Ciudad Real. anselmo.acosta@uclm.es

Abstract (Aeolian deposits in the central area of the Tagus River): Aeolian deposits are known worldwide and were first investigated in Central Europe, North America and Russia. These deposits serve as well as archives of climate and environmental change. Loess is an aeolian dust deposit that consists fundamentally of silt. These dust deposits cover 10% of the world's surface. Loess deposits play an important role concerning climate change deductions. The presence of aeolian deposits in central Spain was reported in the 1970s. A preliminary field work allowed the identification of areas in which open profiles or sections. Sedimentological and pedological analyses, including granulometry, mineralogy, pH, carbonate content, organic matter and pedogenic iron content were performed. Granulometric data allows characterization of different unit areas identified within each profile that can be correlated with each other and help the comprehensive interpretation, as well as other parameters..

Palabras clave: Loess, depósitos eólicos, granulometría Índice de Tamaño de grano (GSI).
Key words: Loess, aeolian deposits, granulometric analysis, Grain Size Index (GSI).

INTRODUCCIÓN

La presencia de depósitos eólicos tipo loess se ha reconocido en numerosas regiones del planeta. Fueron primeramente investigados en Europa Central, América del Norte y Rusia y China. Estos depósitos pueden alcanzar hasta 300 metros de espesor (Derbyshire, 1984). Los denominados "depósitos de loess, depósitos loessicos o simplemente loess" se consideran de origen glaciar y periglaciar debido a la erosión eólica producida en los campos de morrenas y aluviales de grandes ríos. Estos depósitos de loess constituyen potentes secuencias sedimentarias en las que se intercalan suelos edáficos. Por medio de estudios detallados de estas secuencias pueden deducirse los cambios climáticos del pasado. Los conocimientos adquiridos hasta la actualidad permiten demostrar que estos depósitos de polvo no están solo vinculados exclusivamente a las latitudes septentrionales. Son numerosos los estudios que se concentran en los depósitos situados en latitudes bajas (Zöller y Faust 2009, Suchodoletz et al. 2009 y Criado et al. 2012). Estos depósitos sirven como fantásticos archivos del cambio climático y ambiental (Muhs y Bettis III, 2003).

El loess es un depósito de polvo eólico compuesto fundamentalmente de partículas de tamaño limo. Sobre loess se desarrollan los mejores suelos agrícolas (suelos negros) muy productivos y de alto potencial agrícola (Catt, 2001). Estos depósitos de polvo cubren el 10% de la superficie del mundo (Pécsi, 1990). La presencia de depósitos eólicos en la zona central de España está confirmada desde los años setenta del siglo XX (González et al., 1983) aunque los estudios más sistemáticos comenzaron en el siglo XXI (García, 2004, García, et al., 2010, García, et al., 2011). Sin embargo, estos depósitos no se han estudiado en detalle, desde un punto de vista holístico y de forma exhaustiva como lo han sido, por ejemplo, las secuencias de loess en Alemania, Francia, Hungría y Serbia (p.e. Antoine et al., 2001, Antoine et al., 2009, Zöller y Faust, 2009, Meszner et al., 2011) y, en consecuencia la resolución de los datos registrados en cuanto a información ambiental y el clima del pasado está muy lejos de ser comprendidos. En Europa oriental durante el depósito del loess, el clima era seco y no demasiado frío. Por lo tanto, los depósitos de polvo de Europa del Este, Hungría y Serbia, pueden ser considerados como un elemento de unión entre el loess del norte de Europa y las acumulaciones de polvo en zonas más meridionales.

Los materiales eólicos presentes en la zona de estudio están compuestos por acumulaciones masivas, sin estratificación ni estructura interna aparente, de materiales detríticos de granulometría predominantemente limosa. La mineralogía más abundante es el cuarzo, los carbonatos y los feldespatos. Ciertos niveles pueden presentar yeso y otras sales solubles. En el presente trabajo nos centraremos en la caracterización granulométrica de los materiales que constituyen estos depósitos.

SITUACIÓN

Los depósitos loéssicos estudiados están situados en el extremo oriental del valle medio del río Tajo, a unos 20 km al este de Aranjuez, Madrid (Fig. 1). Se trata de afloramientos aislados de extensión variable aunque no superior a las 20-30 Has y con espesores que pueden alcanzar la decena de metros. Estos depósitos se disponen en extensos mantos normalmente con orientación W-E, tanto sobre los páramos como sobre los aluviales del río Tajo o en las laderas occidentales de los cauces de los arroyos

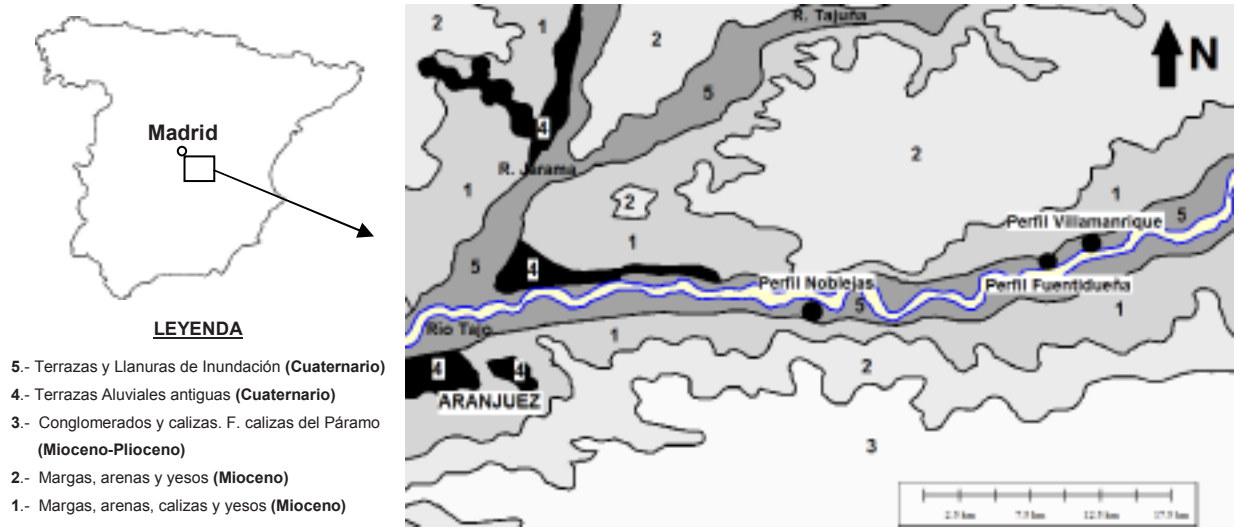


Fig. 1: Mapa de situación de los perfiles realizados. Base cartográfica-geológica realizada a partir del mapa geológico general del IGME.

tributarios del Tajo, de dirección general norte-sur, aprovechando la asimetría de sus valles. Se sitúan discordantemente sobre cualquiera de los materiales presentes en la zona.

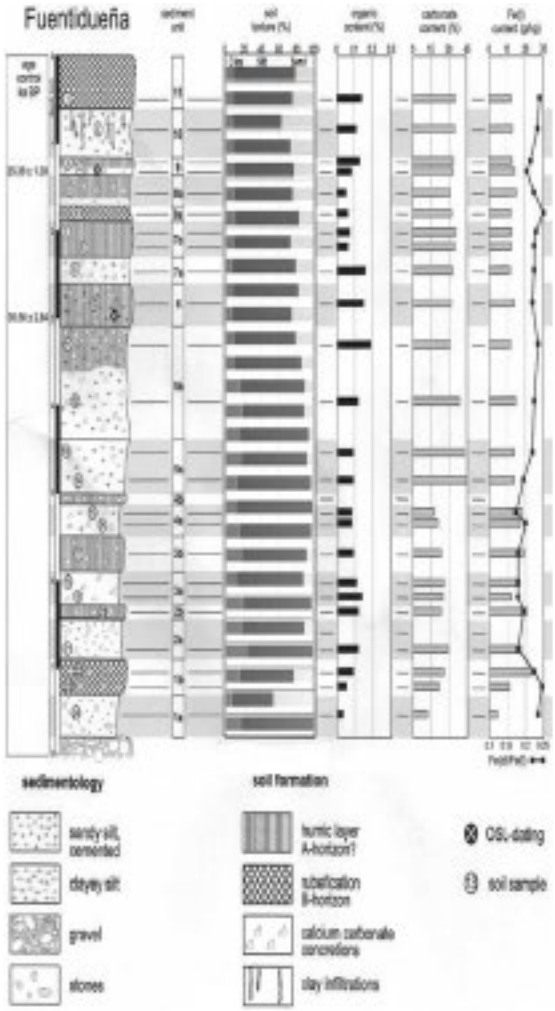


Fig. 2: Perfil de Fuentidueña con datos de los análisis texturales y geoquímicos.

METODOLOGÍA

Un detallado trabajo de campo previo permitió la localización de las zonas en las que abrieron 3 perfiles (Fig. 2). El trabajo de campo incluyó la limpieza, dibujo y toma de muestras. Las muestras (64) se tomaron relacionadas con las capas identificadas en cada sección con criterios sedimentológicos y edafológicos. Durante el trabajo de campo se estableció una lito y edafo-estratigrafía preliminar. Los análisis sedimentológicos y edafológicos como el pH, contenido en carbonatos, materia orgánica y el contenido en hierro pedogénico fueron realizados en el laboratorio del Instituto de Geografía de la Universidad Técnica de Dresde. Los análisis granulométricos y mineralógicos se realizaron en los laboratorios de la Universidad de Castilla La Mancha en Ciudad Real.

Se realizó un tratamiento de las muestras según procedimientos estandarizados (McManus, 1988, Matthews, 1991, Van Lagen, 1996) previo a la realización de los análisis granulométricos que consistió en la disgregación manual de las mismas, cuarteo, eliminación de la materia orgánica, cribado para separar partículas superiores a 315 micras, eliminación del yeso y otras sales solubles y la dispersión en agua con hexametafosfato sódico. Los análisis granulométricos se realizaron mediante la técnica de difracción por Laser. El equipo empleado fue el analizador de tamaño de partículas Coulter LS 13320 con límites de detección entre 0,04 y 2000 micras (µ).

DATOS

Los análisis granulométricos permitieron determinar las proporciones de los diferentes tamaños de partícula de cada una de las muestras analizadas. Los tamaños se agruparon por fracciones o intervalos (arena gruesa: 0,6-2 mm; arena media: 0,2-0,6 mm; arena fina: 0,063-0,2 mm; limo grueso: 0,02-0,063 mm; limo medio: 0,006-0,02 mm; limo fino: 0,002-0,006 y arcilla: < 0,002 mm). Los datos de todos los perfiles se muestran en la Tabla 1.

INTERPRETACIÓN

Los datos de cada perfil se situaron dentro del diagrama de clasificación textural de suelos de la U.S.D.A. (fig. 3). La lectura del mismo permite asignar una textura limosa (silt) o franco-limosa (loam silt) a los sedimentos estudiados.

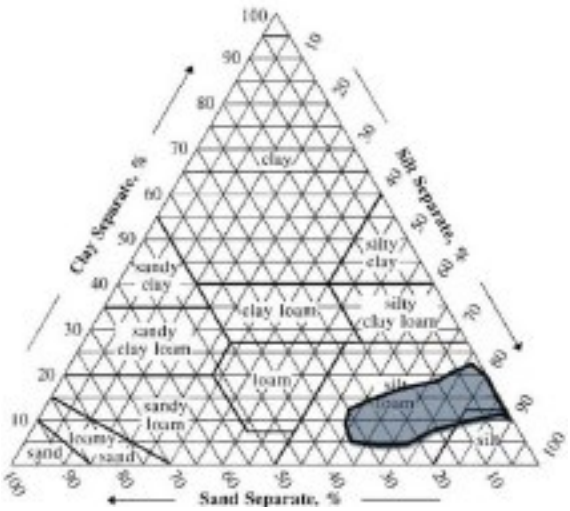


Fig. 3: Diagrama triangular de clasificación de suelos de la U.S.D.A. Perfil de Fuentidueña.

pipeta y los resultados entre ambos métodos son difícilmente correlacionables, especialmente en los tamaños inferiores a 50 micras (μ) (Loizeau et al., 1994, Buurman, et al., 2001, Taubner, et al., 2009, Vdovíc et al., 2010).

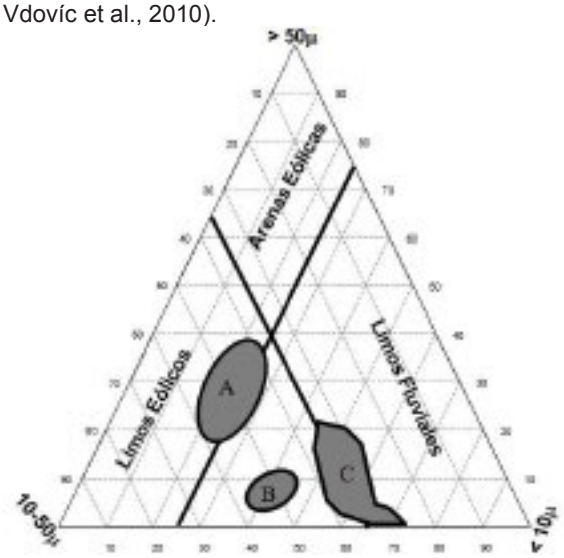


Fig. 4: Diagrama de Doormal para la sección de Fuentidueña.

PERFIL	UNIDAD	Arena %				Limo %				Arcilla
		Gruesa	Media	Fina	**Total**	Grueso	Medio	Fino	**Total**	%
Fuentidueña	T. Superior	0	0	23,55	**23,55**	42,71	16,28	9,71	**68,7**	**7,69**
	T. Intermedio	0	0	8,82	**8,82**	34,47	23,12	16,98	**75,32**	**15,86**
	T. Inferior	0	0,99	9,24	**10,23**	21,97	28,72	24,58	**75,22**	**14,54**
Noblejas	T. Superior	0,45	0,38	23,07	**23,46**	38,45	16,13	10,88	**65,35**	**11,19**
	T. Inferior	0,03	1,11	10,88	**12,01**	24,77	25,97	19,87	**70,61**	**17,37**
Villamanrique	T. Inferior	0	5,24	15,42	**20,67**	24,04	23,33	18,02	**65,34**	**13,99**

Tabla 1.- Distribución granulométrica promedio de los análisis las muestras de los perfiles estudiados, separados por unidades o tramos.

Para definir el origen de las partículas hemos empleado el diagrama de Doormal (González et al., 1983). Dependiendo del perfil analizado hemos encontrado (Fig. 4) entre 1 y 3 poblaciones agrupadas por tramos. Hay una primera población, correspondiente con las muestras situadas en el muro de los perfiles, que pueden clasificarse como limos de origen fluvial. La segunda población, correspondiente a las muestras situadas en la mitad superior de cada perfil, puede clasificarse como limos de origen eólico, aunque muy próximos al borde de este campo. La tercera población, presente únicamente en el perfil Fuentidueña (Fig. 4), corresponde con muestras situadas en una zona a la que no se asigna un determinado medio de transporte. El hecho de que las dos primeras poblaciones no estén situadas exactamente en los campos correspondientes a limos eólicos y limos fluviales puede explicarse como debida a que los análisis granulométricos han sido realizados mediante la técnica de difracción por Laser mientras que este método de clasificación fue definido para granulometrías ejecutadas mediante el método de

La forma de las curvas de frecuencia de la distribución de los tamaños de las partículas (PSD) permite también determinar la presencia de poblaciones, agrupadas en tramos, dentro de los perfiles estudiados (Fig. 5).

Así, por ejemplo, en el perfil de Fuentidueña, se diferencian claramente tres tramos. El superior (Fig. 5A) presenta una distribución con una única moda situada próxima al límite limo grueso-arena fina (0,063 mm). La suma de los porcentajes medios acumulados de estas dos fracciones supone el 66,26 % del total. El tramo inferior (Fig. 5C) presenta dos modas muy marcadas, 0,006-0,008 y 0,030-0,035 mm. Algunas muestras pueden presentar una tercera moda. El tramo intermedio (Fig. 5B) se caracteriza por presentar tres modas. La primera, dentro de los limos gruesos, 40 μ, es la más acentuada. La segunda corresponde con los limos finos, 5 μ. La tercera está dentro del campo de las arcillas, 1 μ.

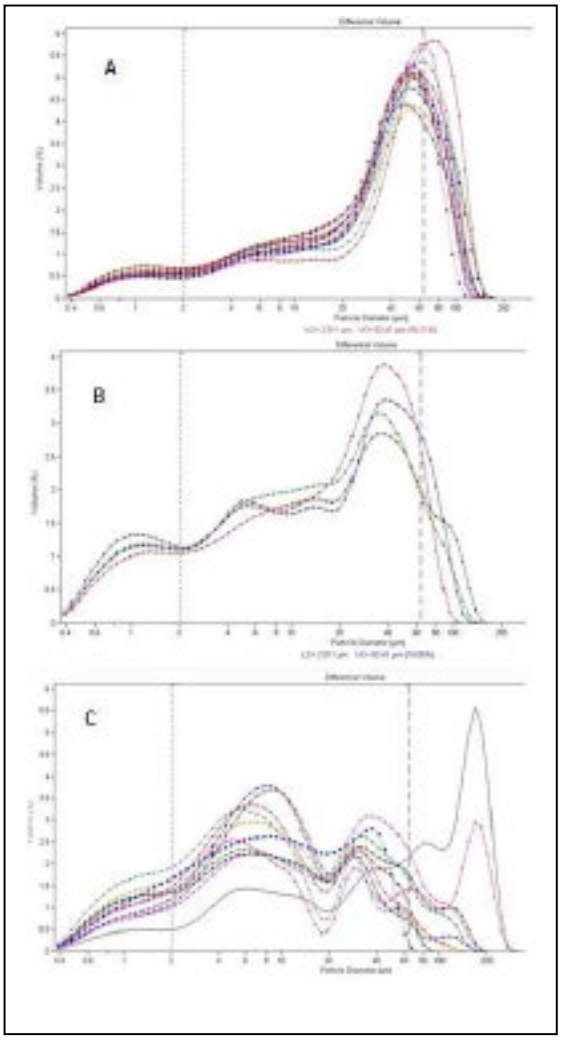


Fig. 5: Curvas granulométricas de las muestras del perfil Fuentidueña agrupadas por tramos o unidades. A, tramo superior. B, tramo intermedio. C, tramo inferior.

Para poner de relieve las variaciones granulométricas dentro de cada perfil estudiado (Fig. 6) hemos empleado un Índice de Tamaño de Grano (GSI), como el empleado por Antoine, et al. (2009). Este índice se define como la relación entre el porcentaje en peso del limo grueso y el sumatorio de los porcentajes en peso del limo medio, limo fino y arcilla para cada una de las muestras.

GSI: (% 20-63μ) / (%<26μ)

La aplicación de este índice permite (Fig. 6), igualmente, identificar tramos o unidades dentro de cada perfil que coinciden con las determinadas por las otras herramientas de análisis de los datos de granulometría empleados. El tramo superior, con valor de GSI superior a 1, lo interpretamos como true-loess (Smalley y Leach, 1978). El tramo inferior puede asignarse a loess-like (Smalley y Leach, 1978). El tramo intermedio, solo presente en el perfil Fuentidueña, puede interpretarse como un tramo de transición entre los dos anteriores.

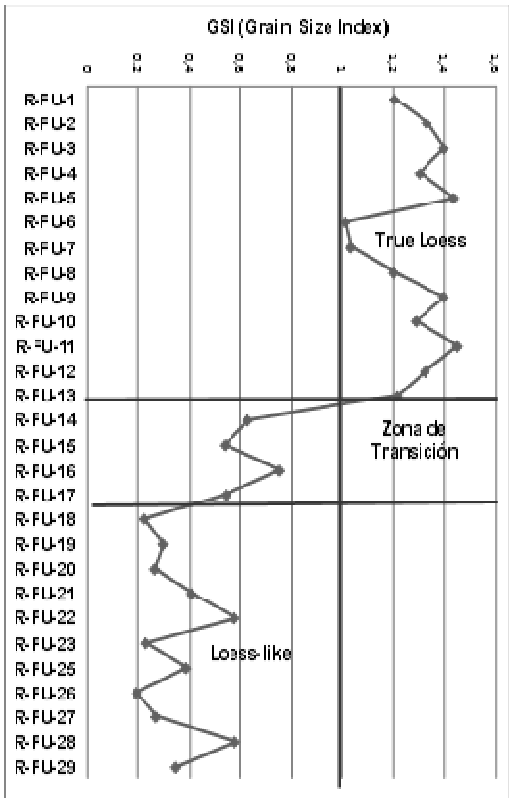


Fig. 6: Variación del Índice de Tamaño de Grano (GSI) en el perfil Fuentidueña.

CONCLUSIONES

Atendiendo únicamente al conjunto de los análisis granulométricos realizados con las muestras de los tres perfiles investigados, puede determinarse que los depósitos eólicos situados en esta zona, de forma general, pueden ser subdivididos en tres unidades basadas en la textura.

La unidad basal, con GSI inferior medio de 0,4, caracterizada como limos fluviales según el diagrama de Doormal y con unos rangos de clases de tamaño de grano con la siguiente variación (Tabla 1): Arcillas: 13,99% a 17,37%; Limo Grueso: 21,97% al 24,77% y Arena fina: 9,24% a 15,42%. Esta unidad, loess-like o loess derivate (Smalley y Leach, 1978) es un depósito de materiales eólicos, loess, que han sido removilizados en procesos posteriores, secundarios, como solifluxión o transporte en medio acuoso, además de haber sido modificados por procesos edafológicos y/o pedogénicos posteriores. Las observaciones de campo permiten definir que en ella predominan los procesos de solifluxión que independizan diferentes niveles de pequeño espesor.

La unidad superior, con GSI superior a 1, caracterizada como limos eólicos según el diagrama de Doormal y con unos rangos de clases de tamaño de grano con la siguiente variación (Tabla 1): Arcillas: 7,69% a 11,19%; Limo Grueso: 38,45% a 42,71% y Arena fina: 23,07% a 23,55%. Esta unidad podemos considerarla true-loess desde un punto de vista textural (Pécsi, 1990). Sobre los materiales de esta unidad se desarrollaron diferentes procesos pedológicos y edafológicos con desarrollo de suelos

y niveles u horizontes identificables dentro de la misma. Igualmente son abundantes las concreciones de carbonato cálcico así como los suelos calcáreos. Asociados a estos procesos se observa una variación significativa de otros parámetros como materia orgánica, hierro pedogénico, color, etc., que en su conjunto confirman la presencia de episodios de desarrollo edafológico correlacionables con los tramos identificados en el levantamiento de las secciones. La ausencia de esta unidad en el perfil Villamanrique es debida a la erosión de la misma.

La unidad intermedia, con GSI entre 0,55 y 0,80, presenta unos rangos de clases de tamaño de grano con la siguiente variación (tabla 1): Arcillas: 15,86%; Limo Grueso: 34,47%% y Arena fina: 8,82%. Esta unidad se interpreta como un tramo de transición entre las dos unidades anteriores y únicamente está presente en el perfil Fuentidueña.

La caracterización granulométrica realizada se muestra como una herramienta eficaz para interpretar los depósitos loéssicos presentes en el extremo oriental del valle medio del río Tajo. Esta metodología de trabajo ha permitido identificar diferentes unidades o zonas dentro de cada perfil, coherentes con la lito y edafo-estratigrafía realizada en campo, que pueden ser correlacionadas entre sí y que pueden ayudar a la interpretación holística, junto con otros parámetros (edad, magnetometría, materia orgánica, carbonatos, hierro pedogénico, etc.), de los perfiles y del conjunto de los depósitos existentes en esta zona.

Los resultados obtenidos permiten categorizar a los sedimentos limosos estudiados como eólicos. Aunque las secciones estudiadas son de pequeño espesor, puede inferirse la presencia de dos eventos sedimentarios eólicos separados por un episodio de no sedimentación, incluso erosión, que removilizaron y modificaron los sedimentos de la unidad basal. Este tipo de secuencia es semejante, a grandes rasgos, con la existente en otras zonas de Europa (Meszner et al., 2011).

BIBLIOGRAFÍA

Antoine, P., Rousseau, D.D., Zöller, L., Lang, A., Munaut, A.V., Hatté, C., Fontugne, M. (2001). High-resolution record of the last Interglacial-glacial cycle in the Nussloch loess-palaeosol sequences, Upper Rhine Area, Germany. *Quaternary International*, 76/77: 211–229.

Antoine, P., Rousseau, D.D., Moine. O., Kunesch, S., Hatté, C., Lang, A., Tissoux, H., Zöller, L. (2009). Rapid and cyclic aeolian deposition during the Last Glacial in European loess: a high-resolution record from Nussloch, Germany. – *Quaternary Science Reviews*, 28 (25-26): 1–19.

Catt JA (2001). The agricultural importance of loess. *Earth Sci Rev* 54:213–229.

Criado, C., Torres, J.M., Hansen, A., Lillo, P., Naranjo, A. (2012). Intercalaciones de polvo subsahariano en paleodunas bioclásticas de Fuerteventura (Islas Canarias). *Cuaternario y Geomorfología*, 26 (1-2), 73-88.

Derbyshire, E. (1984). Granulometry and fabric of the loess at Jiuzhoutai, Lanzhou, People's Republic of China. En: *Lithology and Stratigraphy of Loess and Paleosols* (Pecsi, M. Ed.). Hungarian Academy of Sciences, Budapest (Hungría), 97-103.

García, R. (2004). *Loess y otras acumulaciones en el valle medio del río Tajo y en sus páramos calizos: Sector Aranjuez-Tarancón.* Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Madrid, Madrid, (España), 963 pp.

García. R., González, J.A., Petit, M.D., Rucandio, M.I. (2010). Characterization of loess accumulations in the middle Tajo River valley, Central Spain. *Est Geol* 66(1):115–121.

García Giménez. R., Vigil de la Villa, R., González Martín, J.A. (2011). Characterización of loess in central Spain: a microstructural study. *Environ Earth Sci* 65: 2125-2137.

García. R,. Petit, M.D., Rucandio, M.I., González, J. A. (2011). Provenance of loess from Spanish central region: chemometric interpretation. Geological Magazine, 48 (03): 481–491.

González, J.A., López de Azcona, C., Asensio, I. (1983). Formaciones eólicas cuaternarias en el Valle del Río Tajo. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 1983, 5: 605-630.

Loizeau, J. L., Arbouille, D., Santiago, S., Vernet, J. P. (1994). Evaluation of a wide-range laser diffraction grain-size analyzer for use with sediments. *Sedimentology* 41, 353–361.

Matthews, M.D. (1991). The effect of pretreatment on size analysis. En: *Principles, Methods and Applications of Particle Size Analysis* (J.P.M. Syvitski, Ed.). Cambridge University Press, Cambridge, MA. (USA), 368 pp.

McManus, J. (1988). Grain size determination and interpretation. En: *Techniques in Sedimentology* (M. Tucker, Ed.). Blackwell Scientific Publications, Oxford. (U.K.), 35–44.

Meszner, S., Fuchs, M., Faust, D. (2011). Loess-Paleosol-Sequences from the loess area of Saxony (Germany).- *Quaternary Journal of Science*, vol 60 (1), 75-93.

Muhs, D.R., Betis III, E.A. (2003). Quaternary loess-paleosol sequences as examples of climate-driven sedimentary extremes. En: *Extreme depositional enviroments (*Chan, M. A. and Archer, A. W. Eds*)*. Geological Society of America (USA) Special Paper 370, 53-74.

Pécsi, M. (1990). Loess is not just the accumulation of dust. Q*uaternary International*, v. 7/8, p. 1–21.

Smalley, L. J., Leach, J.A. (1978). The origin and distribution of the loess in the Danube basin and associated regions of east-cental Europe: a review. *Sedimentary Geology*, 21, 1-26

Suchodoletz, H. Von., Kühn, P., Hambach, U., Dietze, M., Zöller, L., Faust, D**.** (2009). Loess-like and palaeosol sediments from Lanzarote (Canary Islands/Spain) – indicators of palaeoenvironmental change during the Late Quaternary.*Palaeogeography,Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 278, 71-87.

Taubner, H., Roth, B., Tippkötter, R. (2009). Determination of soil texture: Comparison of the sedimentation method and thes laser-diffraction analysis. *J. Plant Nutr. Soil Sci*., 172, 161-171.

Van Doesburg, J.D.J. (1996). Particle-size analysis and mineralogical analysis. *En:* Buurman, P., Van Lagen, B. & Velthorst, E.J. Eds.): Manual for Soil and Water Analysis. Backhuys Publishers,Leiden (Holanda), 251-278

Zöller, L., Faust, D. (2009). Lower latitudes Loess – Dust transport past and present. *Quaternary Internationa*l 196 (1): 1-3.

REGISTRO ESPELEOTÉMICO DE LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA DURANTE EL HOLOCENO: LA CUEVA DE MOLINOS (TERUEL)

A. Moreno (1), C. Sancho (2), B. Oliva (1), M. Bartolomé (1,2), I. Cacho (3), H. Stoll (4), L. R. Edwards (5), H. Cheng (5), J. Hellstrom (6)

(1) Dpto. Procesos Geoambientales y Cambio Global, IPE-CSIC. Avda. Montañana 1005. 50059 Zaragoza. amoreno@ipe.csic.es, boliva@ipe.csic.es, mbart@ipe.csic.es
(2) Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. C/Pedro Cerbuna, 12. 50009 Zaragoza. csancho@unizar.es, anchelbr@unizar.es
(3) GRC Geociencias Marinas, Facultad de Geología, Universidad de Barcelona. C/ Marti i Franquès, s/n. 20080 Barcelona icacho@ub.edu
(4) Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco, s/nº. 33005 Oviedo hstoll@uniovi.es
(5) Department of Earth Sciences, University of Minnesota. 310 Pillsbury Drive SE, Minneapolis, MN 55455-0231, EEUU cheng021@umn.edu, edwar001@umn.edu
(6) Earth Sciences, University of Melbourne, 161 Barry Street. Parkville 3010 VIC, Australia john@ionium.net

Abstract (Climate variability during the Holocene inferred from northeastern Iberian speleothems): *First stable isotope results from Molinos Cave (Teruel, NE Spain) highlight the importance of comparing speleothems from the same cave to extract climate information and discard other influences. From the integration of four stalagmites covering since the Holocene onset to 2000 cal yrs BP, the Early Holocene (11.7-8.5 ka BP) with $\delta^{13}C$ values between -11 and – 9‰ appears as the wetter interval. The range of $\delta^{18}O$ values is low (about 2‰) but still lighter values during Early Holocene and heavier afterwards are well marked. Shorter events characterized by more negative $\delta^{13}C$ values are observed at 7.4, 8.2 and 9.2 ka and interpreted as cold but probably wetter periods with denser vegetation cover and soil development over the cave.*

Palabras clave: espeleotemas, paleoclima, Holoceno, isótopos estables
Key words*: speleothems, paleoclimate, Holocene, stable isotopes*

INTRODUCCIÓN

Aunque las tendencias generales del clima durante la última deglaciación y el inicio del Holoceno en la Península Ibérica se han descrito a partir del estudio de registros marinos y lacustres, todavía quedan abiertas muchas preguntas sobre la caracterización de la variabilidad climática de alta frecuencia, así como del momento en que ocurrieron los cambios principales (Moreno et al., 2012). Los espeleotemas, por su relativa facilidad de datación, gran sensibilidad a los cambios climáticos abruptos, y alta resolución de análisis, son unos archivos excepcionales para detectar la variabilidad climática del pasado (Fairchild and Baker, 2012). Los principales indicadores que se emplean para reconstruir el clima son los isótopos estables ($\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$) y los elementos traza del carbonato espeleotémico. Así, el $\delta^{18}O$ del carbonato precipitado está principalmente ligado a los valores isotópicos del O del agua meteórica mientras que el $\delta^{13}C$ está relacionado con los valores isotópicos del CO_2 del suelo. Por otro lado, las relaciones Mg/Ca, Ba/Ca y Sr/Ca aparecen controladas, entre otros factores, por el tiempo de residencia del agua en el suelo.

La utilización de esos indicadores requiere de estudios adicionales que permitan establecer relaciones específicas entre la señal ambiental y la composición isotópica de la calcita espeleotémica. Así, la monitorización del proceso de precipitación actual se convierte en una herramienta fundamental (Mattey et al., 2008).

Este trabajo presenta el análisis de cuatro estalagmitas obtenidas de las Grutas de Cristal (Molinos, Teruel) que muestran crecimiento en los estadios isotópicos 5, 3 y 1, con un desarrollo particularmente intenso durante el Holoceno Temprano. Además se aportan datos derivados la monitorización del sistema endokárstico de Molinos entre 2010 y 2012.

SITUACIÓN

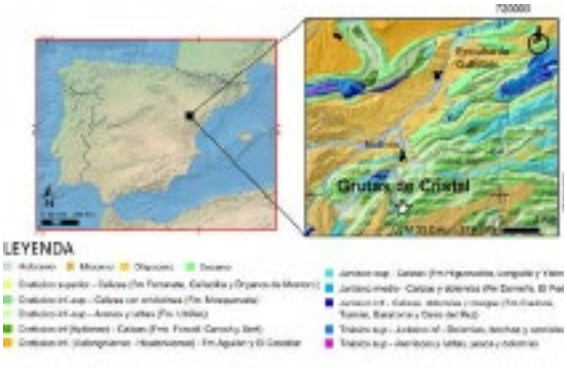


Fig. 1: Localización de las Grutas de Cristal en Molinos (Teruel) y mapa geológico de detalle

Las Grutas de Cristal (40º47'33''N; 0º26'57''W; 1050 msnm) es una cavidad pequeña abierta al turismo localizada en el sector oriental de la Cordillera Ibérica y excavada en calizas del Cenomaniense - Turoniense (Fig.1). La cueva está formada por dos galerías horizontales, cubriendo un total de 620 m de longitud y se encuentra bajo aproximadamente 10 metros de calizas. El suelo actual está muy poco desarrollado y la vegetación es escasa, dominada por arbustos heliofíticos (*Quercus coccifera, Thymus*

vulgaris, Rosmarinus officinalis, Lavandula spp., Salvia spp., Genista scorpius, etc) y algunas encinas aisladas (*Quercus rotundifolia*). El clima actual es Mediterráneo de montaña media, con grandes contrastes térmicos estacionales (temperatura media anual de 12-13ºC) y precipitación centrada en primavera y otoño (500 mm de precipitación total anual).

METODOLOGÍA

Durante tres años (2010-2012) se ha llevado a cabo un seguimiento instrumental tanto de las variables ambientales en las Grutas de Cristal (temperatura, CO_2, humedad relativa), como de la composición isotópica y elemental de la lluvia, goteo y carbonatos actuales, con el objetivo de entender cómo se transfiere la señal isotópica en la actualidad desde la lluvia hasta el carbonato de los espeleotemas. Asimismo, se han seleccionado cuatro estalagmitas de las Grutas de Cristal (MO-1, MO-4, MO-5 y MO-7) para su datación por las series de desintegración del Uranio y el análisis de su composición isotópica ($\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$) y elementos traza. Las estalagmitas se cortaron longitudinalmente y sub-muestrearon (100 – 400 mg de calcita) para dataciones por las series de desintegración del Uranio y cada 1-5 mm para los análisis isotópicos y composicionales.

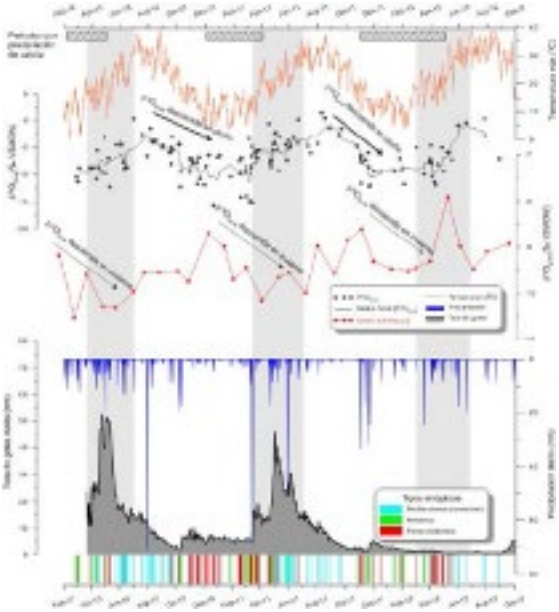


Fig. 2. Principales resultados de la monitorización de las Grutas de Cristal en Molinos (Teruel). De arriba abajo: periodos de precipitación de carbonato en la cueva; temperatura atmosférica, variación del $\delta^{18}O$ en la lluvia y en el goteo, cantidad de precipitación diaria y goteo diario y patrones sinópticos de los días de lluvia.

Las dataciones se han realizado tanto en la Universidad de Minnesota, EEUU, (estalagmita MO-1) como en la Universidad de Melbourne, Australia, (estalagmitas MO-4, MO-5 y MO-7). En ambos casos se ha seguido el procedimiento habitual y utilizado espectrómetros de masas multicolectores. El error relativamente alto de algunas muestras se debe al contenido en Th detrítico y/o a los bajos contenidos en U. Finalmente, se ha construido el modelo de edad de los cuatro espeleotemas. Los análisis isotópicos se han realizado en la Universidad de Barcelona, usando un espectrómetro de masas Thermo Finnigan MAT252 acoplado con un CarboKiel-II. La precisión analítica fue estimada como mejor de 0.03‰ para el $\delta^{13}C$ y 0.08‰ para el $\delta^{18}O$ mediante la medida del estándar certificado NBS-19. Los análisis de la composición en elementos traza (Sr, Ba y Mg) se han realizado en la Universidad de Oviedo en MO-1, utilizando un ICP-AES (Thermo ICAP DUO 6300). Las muestras se disolvieron en 1,5 mL de HNO_3 al 2% inmediatamente antes del análisis y se introdujeron mediante un nebulizador de microflujo.

Muestra	Nº Lab	U (ngg^{-1})	$^{230}Th/^{238}U$ *a*	$^{230}Th/^{232}Th$	Edad (ka) *b*	234U/ 238U *c*
MO-4, 111	UMA02668	82	0.0903(10)	4.2	8.52(.82)	1.0200(32)
MO-4, 130	UMB03437		0.0831(37)	20.24	9.01(.45)	1.0172(44)
MO-4, 147	UMA02669	68	0.0707(10)	8.4	7.19(.32)	1.0238(31)
MO-4, 164	UMB03441		0.0623(27)	57.03	6.85(.31)	1.0123(68)
MO-4, 185	UMB03442		0.0686(22)	26.48	7.39(.27)	1.0216(49)
MO-4, 193	UMA02670	59	0.0766(14)	4.2	7.09(.70)	1.0264(35)
MO-7 747	UMB03451		0.0301(13)	6.0	3.13(.23)	1.0119(36)
MO7-715	UMB03905	80	0.0313(08)	23.8	3.42(.11)	1.0015(32)
MO7-687	UMB03904	70	0.0364(08)	24.9	4.02(.09)	0.9936(29)
MO7-657	UMB03901	64	0.0536(14)	38.2	6.03(.15)	0.9886(34)
MO-7 600	UMB03450		0.0653(25)	10.9	7.39(.37)	0.9682(44)
MO-7 585	UMB03488	43	0.0961(18)	8.7	10.65(.39)	1.0020(36)
MO7-573	UMB03900	87	0.1169(19)	100.1	13.42(.22)	1.0089(28)
MO-5-160	UMB03444		0.0162(25)	3.7	1.52(.32)	1.0430(55)
MO-5-140	UMD120213-226	79	0.0324(07)	7.8	2.82(.66)	1.0267(26)
MO-5-140	UMB03898	78	0.0406 (12)	0.8	2.13(2.49)	1.0296(42)
MO-5-127	UMB03897	89	0.0442(11)	8.7	4.54(.24)	1.0362(35)
MO-5-90	UMB03896	75	0.0558(13)	10.6	5.83(.26)	1.0337(32)
MO-5-80	UMB03895	53	0.0599(11)	21.9	6.42(.17)	1.0299(31)
MO-5-55	UMD120213-242	58	0.0699(07)	5.3	5.55(2.13)	1.0323(26)
MO-5-23	UMD120213-312	86	0.4559(23)	11.4	54.23(6.5)	1.0759(31)
MO-5-22	UMB03894	51	0.0938(18)	22.9	10.28(.28)	1.0271(67)
MO-5-15	UMB03443		0.0905(22)	13.6	9.64(.37)	1.0425(49)

a **Relaciones de actividad determinadas siguiendo a Hellstrom (2003) usando las constantes de desintegración de Cheng et al., (2000).** ***b*** **Edad en miles de años antes del presente corregida por el ^{230}Th inicial usando la ecuación 1 de Hellstrom (2006) y la relación $[^{230}Th/^{232}Th]i$ de 0.9 ± 0.4.** ***c*** **Relación $[^{234}U/^{238}U]$ inicial calculada usando la edad corregida**

Muestra	^{238}U ppb	$[^{230}Th/^{238}U]act^{a}$		$[^{230}Th/^{232}Th]$ ppm^{b}		Age corr ^{a,c}		$\delta^{234}U_i$ corr	
MO-1,1183	61.3	0.0501	±0.0004	157.6	±1.5	4676	±70	160	±2
MO-1, 1105	58.1	0.0538	±0.0004	167.4	±1.5	5005	±70	170	±1
MO-1,1025	61.0	0.0592	±0.0005	153.4	±1.5	5572	±88	156	±2
MO-1,910	70.8	0.0732	±0.0007	147.1	±2.9	7083	±80	150	±3
MO-1,870	128.1	0.0729	±0.0004	149.5	±1.5	7015	±60	153	±1
MO-1, 710	78.1	0.0873	±0.0004	144.4	±1.5	8316	±191	148	±2
MO-1,425	191.0	0.1030	±0.0007	174.9	±4.1	9423	±361	180	±4
MO-1,305	166.5	0.1011	±0.0006	180.1	±4.2	9300	±281	185	±4
MO-1,240	128.0	0.1125	±0.0008	172.2	±2.4	9799	±796	177	±3
MO-1,200	154.6	0.0991	±0.0006	161.2	±1.7	9468	±141	166	±2
MO-1,125	104.8	0.1044	±0.0009	166.6	±1.5	9832	±241	171	±2
MO-1,75	81.1	0.1102	±0.0007	158.0	±2.4	10068	±536	163	±2
MO-1,7	138.2	0.1250	±0.0005	204.1	±1.5	11435	±300	211	±2
MO-4,180	57.3	0.057	±0.0033	238.5	±15.9	5890	±370	67	±11

a **$[^{230}Th/^{238}U]_{actividad} = 1 - e^{-\lambda_{230}T} + (\delta^{234}U_{medido}/1000)[\lambda_{230}/(\lambda_{230} - \lambda_{234})](1 - e^{-(\lambda_{230} - \lambda_{234})T})$, donde T es la edad. Las constantes de desintegración son 9.1577×10^{-6} yr^{-1} para ^{230}Th, 2.8263×10^{-6} yr^{-1} para ^{234}U, y 1.55125×10^{-10} yr^{-1} para ^{238}U (Cheng et al., 2000).** ***b*** **El grado de contaminación por ^{230}Th se indica por la relación atómica $[^{230}Th/^{232}Th]$ en lugar de la actividad.** ***c*** **Las correcciones en la edad se calcularon usando un valor medio cortical de la relación atómica $[^{230}Th/^{232}Th]$ de $4.4 \times 10^{-6} \pm 2.2 \times 10^{-6}$. Esos son los valores para el material en equilibrio secular, con un valor $^{232}Th/^{238}U$ cortical de 3,8. Los errores se asumen, arbitrariamente, como del 50%**

Tabla 1: Edades de las muestras utilizadas en los

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

De la lluvia al carbonato: trazando el origen de la señal

El seguimiento instrumental realizado durante casi tres años en las Grutas de Cristal y su entorno (Moreno et al., en revisión) ha permitido analizar la composición isotópica de un total de 144 muestras de eventos de lluvia (Fig. 2). El patrón sinóptico indica la influencia tanto de frentes Atlánticos como de lluvias de carácter Mediterráneo en el total de la precipitación registrada en Molinos, apareciendo por tanto el "efecto origen" (*source effect*) como uno de los principales factores que modifican la señal isotópica de la lluvia. Además, la composición isotópica de dicha lluvia está claramente correlacionada con la temperatura atmosférica y, en

menor medida, con la cantidad de precipitación (Fig. 2).

Por otro lado, se ha comprobado que el goteo en la cueva está muy ligado a las épocas de lluvia, respondiendo de manera casi inmediata a las precipitaciones (Fig. 2). Así, hay dos momentos de tasas de goteo importantes: en otoño y en primavera. Como es habitual, la composición isotópica del goteo aparece amortiguada y homogenizada por los procesos que tienen lugar en el suelo y epikarst, pero aun así conserva la señal estacional. Sin embargo, a pesar de la rápida respuesta del goteo a la cantidad de lluvia, su composición isotópica parece no reflejar la de la lluvia del momento, si no la de tres meses antes, apareciendo los goteos más ligeros a principios de primavera mientras que las lluvias más ligeras son de principios del invierno. Esta señal, más que un retraso ligado al tiempo de residencia, marca probablemente la diferente actuación de los procesos en el epikarst a lo largo de un ciclo anual. Así, durante la estación más lluviosa, los valores de $\delta^{18}O$ del goteo están dominados por la influencia de la lluvia con escaso peso de los procesos del suelo y del epikarst mientras que durante las épocas más secas la evaporación que tiene lugar en el suelo provoca valores isotópicos más pesados en el goteo.

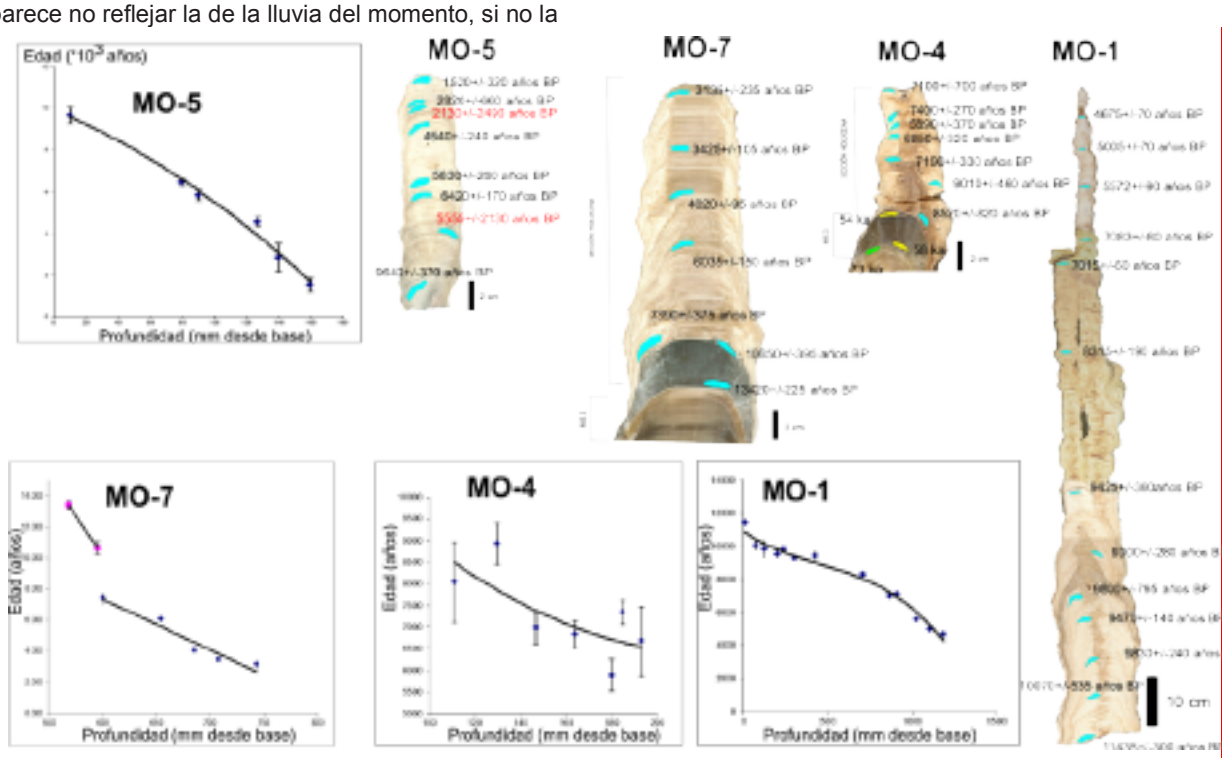


Fig. 3: Imágenes de los cuatro espeleotemas seleccionados con las muestras empleadas para construir sus modelos de edad indicadas. Nótese la diferente escala de representación de MO-1 (cinco veces menor que las otras muestras). A la izquierda y abajo se representan los modelos de edad. Para el modelo de MO-5 se han eliminado las dataciones invertidas (ver Tabla 1) y las dos muestras con alto error (en rojo en la figura).

Actualmente hay muy pocos lugares en la cavidad donde esté precipitando carbonato, como se ha comprobado con la instalación de soportes de vidrio artificiales. Dichos precipitados tienen lugar hacia finales del invierno – principios de primavera (Fig. 2), coincidiendo con la época de mayor precipitación y con la entrada de frentes Atlánticos. Estos resultados apuntan a que, bajo una situación climática semejante a la actual, la variación isotópica de los espeleotemas podría indicar una señal invernal más que una media anual.

Marco cronológico: cuándo se forman los espeleotemas

Aunque el reconocimiento morfoestratigráfico de los depósitos estalagmíticos de Molinos evidencia etapas de desarrollo anteriores, el periodo más frecuentemente registrado corresponde al Holoceno, en concreto desde 11 ka hasta hace aproximadamente dos milenios (Tabla 1). No existen evidencias de crecimiento estalagmítico para los últimos 1500 años. En la Fig. 3 se muestran las secciones holocenas presentadas en este trabajo. Las cuatro estalagmitas Holocenas analizadas aparecen con la posición de las dataciones marcada y junto a los modelos de edad obtenidos. Como se puede observar, las tasas de crecimiento son altamente variables, tanto a lo largo de un espeleotema (ej. MO-1) como si comparamos las cuatro estalagmitas analizadas. En concreto, el crecimiento en MO-1 (estalagmita más continua y de crecimiento mayor de las cuatro analizadas, Fig. 3) se ralentiza claramente a partir de 6,5 ka BP.

Variabilidad isotópica: replicando la señal en la cueva

En las cuatro estalagmitas seleccionadas se han analizado los isótopos estables y en una de ellas (MO-1) también los elementos traza (Sr/Ca, Mg/Ca y Ba/Ca) (Fig. 4). La posibilidad de que efectos locales puedan modificar la señal isotópica en un espeleotema, dificultando su interpretación paleoclimática (Fairchild et al., 2006), hace necesario replicar el patrón observado en otros espeleotemas

de cara a extraer una señal común. En el caso de la cueva de Molinos la señal isotópica a lo largo del Holoceno aparece bien replicada en las cuatro estalagmitas estudiadas. Particularmente el registro de $\delta^{13}C$ es fácil de correlacionar y permite dividir el registro en tres periodos fundamentales: (1) Holoceno Temprano (11-9 ka BP) caracterizado por los valores más ligeros de $\delta^{13}C$ del registro; (2) Holoceno Medio (9-6,5 ka BP) marcado por valores más pesados en $\delta^{13}C$ (entre -6 y -8‰ respecto a -10‰ del periodo anterior) que alcanzan un máximo en torno a 6.5 ka BP y (3) Holoceno Reciente (6,5-3 ka) donde se observa una tendencia hacia valores más negativos de nuevo en el $\delta^{13}C$. El $\delta^{18}O$ muestra un perfil más estable, variando entre -6 y -9‰ con los valores más negativos en el Holoceno Temprano y los más pesados en dos periodos breves: en torno a 9 ka BP y en torno a 6,5-7 ka BP.

La interpretación de estos isótopos, a pesar de la monitorización realizada en la cavidad, resulta compleja. Por un lado, como se ha apuntado anteriormente y mostrado en la Fig. 2, tan solo hay formación de espeleotemas en la cueva durante la estación con mayores precipitaciones (finales de invierno – principios de primavera) y los valores del $\delta^{18}O$ de ese carbonato que precipita actualmente en la cueva parecen responder al goteo invernal. En ese caso, si la situación actual se puede extrapolar al Holoceno, el $\delta^{18}O$ representado en la Fig. 4, podría marcarnos la variación de la temperatura invernal (más negativo, más frío) o de la cantidad de precipitación (más negativo, más lluvia).

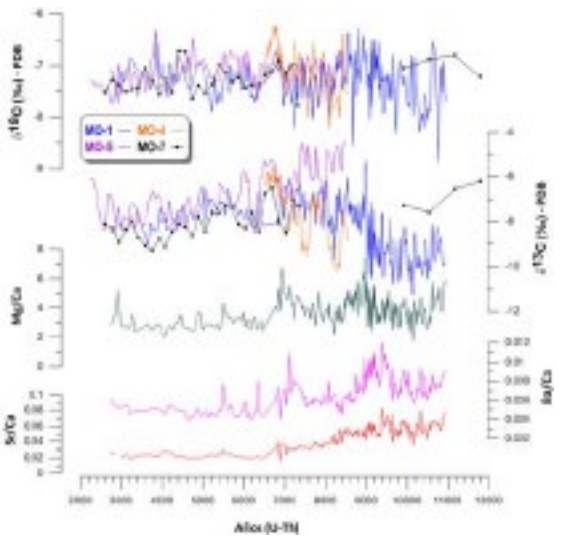


Fig. 4. Perfiles isotópicos ($\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$) medidos en las estalagmitas MO-1, MO-4, MO-5 y MO-7 de la cueva de Molinos y representados respecto a la edad. Las relaciones Mg/Ca, Ba/Ca y Sr/Ca analizadas en MO-1 se indican igualmente.

Por otro lado, la variación en $\delta^{13}C$ de la calcita principalmente puede responder a (1) cambios en la intensidad de la actividad microbiana del suelo ligados a oscilaciones de temperatura y/o (2) cambios en la cantidad de desgasificación del goteo (habrá más desgasificación cuando el goteo es lento y el agua pasa más tiempo en el epikarst en periodos de escasez de precipitaciones). Ambos procesos que pueden influir en el $\delta^{13}C$ resultan en valores isotópicos más negativos cuando el clima es cálido y/o húmedo y menos negativos cuando el clima es frío y/o seco. Por lo tanto, si los dos perfiles isotópicos ($\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$) tienen tendencias semejantes, por ejemplo durante el Holoceno Temprano cuando ambos son más negativos, la interpretación más posible es que respondan a un periodo climático más húmedo (o al menos, con más precipitación en invierno).

En cuanto a la variabilidad registrada por Mg/Ca, Ba/Ca y Sr/Ca en MO-1 (Fig. 4) se puede observar una similitud entre estos elementos y el $\delta^{18}O$, con valores máximos en torno a 9 ka y 6,5 ka, los dos periodos quizás más cálidos y secos del registro estudiado. Durante los eventos secos, aumenta la cantidad de Mg (y quizás de Ba y Sr) en el goteo por los procesos de precipitación de calcita previa ("prior calcite precipitation") y por el mayor tiempo de contacto del agua con el suelo (Fairchild et al., 2000).

CONCLUSIONES

En el estado actual de las investigaciones que se están llevando a cabo en el registro estalagmítico holoceno de la Cueva de Molinos (Teruel) podemos concluir que, en general, la señal isotópica a lo largo del Holoceno aparece bien replicada en las cuatro estalagmitas estudiadas, de manera que la ausencia de efectos locales permite utilizar esta señal como indicador paleoambiental. Sin embargo, la interpretación paleoclimática del registro de isótopos estables y elementos traza no es sencilla, a pesar de la monitorización de la precipitación de calcita actual. No obstante, es posible avanzar una serie de propuestas paleoclimáticas:

- El periodo más húmedo del intervalo estudiado (11-3 ka) es el Holoceno Temprano, entre 11 y 9 ka, mientras que el Óptimo Climático, entre 9-6,5 ka, se caracteriza por ser un periodo más seco, pero con gran variabilidad en la disponibilidad hídrica. Las relaciones Mg/Ca, Ba/Ca y Sr/Ca medidas en MO-1 muestran variaciones importantes para este período.

- Hace 6,5 ka tuvo lugar un cambio de tendencia importante. Tres de las cuatro estalagmitas muestran un evento seco y cálido hace 6500 años, mientras que en MO-1 la tasa de sedimentación es muy lenta para ese periodo. Además, a partir de ese momento los valores de $\delta^{18}O$ y, en menor medida los de $\delta^{13}C$, permanecen estables y la tasa de crecimiento de MO-1 decrece. Las relaciones entre elementos traza muestras poca variabilidad.

Agradecimientos: La financiación para este estudio proviene principalmente de los proyectos GA-LC-030/2011 y GA-LC-021/2008 del Gobierno de Aragón y La Caixa, y CGL2009-10455/BTE del Ministerio de Ciencia e Innovación y fondos FEDER. Es una contribución de los Grupo de investigación *PaleoQ* y *Cuaternario y Geomorfología* del Gobierno de Aragón-Universidad de

Zaragoza. Agradecemos la colaboración del Ayuntamiento de Molinos y muy especialmente de los guías de la cueva (Emilio y Javier).

Referencias bibliográficas

Cheng, H.; Edwards, L.R.; Hoff, J.; Gallup, C.D.; Richards, D.A.; Asmerom, Y. (2000). The half-lives of uranium-234 and thorium-230. *Chemical Geology,* 169, 17–33.

Fairchild, I.J.; Baker, A., (2012). *Speleothem Science: From Process to Past Environments*. John Wiley & Sons, 465 pp

Fairchild, I.J.; Borsato, A.; Tooth, A.F.; Frisia, S.; Hawkesworth, C.J.; Huang, Y.M.; McDermott, F.; Spiro, B. (2000). Controls on trace element (Sr-Mg) compositions of carbonate cave waters: implications for speleothem climatic records. *Chemical Geology,* 166, 255–269.

Fairchild, I.J.; Smith, C.L.; Baker, A.; Fuller, L.; Spötl, C.; Mattey, D.; McDermott, F.; E.I.M.F, (2006). Modification and preservation of environmental signals in speleothems. *Earth-Science Reviews,* 75, 105–153.

Moreno, A.; González-Sampériz, P.; Morellón, M.; Valero-Garcés, B.L.; Fletcher, W.J. (2012). Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the last glacial cycle: A view from lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews,* 36, 139–153.

El RELLENO ALUVIAL DEL SISTEMA DE LAS CUEVAS DE SESO (BOLTAÑA, PIRINEO CENTRAL): PRIMERAS CONSIDERACIONES PALEOAMBIENTALES

M.Bartolomé (1), C.Sancho (2), A.Moreno (1), B.Oliva-Urcia (1), A.Muñoz (2), C.Osácar (2), G.Gil-Romera (1), J.L.Peña-Monné (3), J.Mas (4), X. Fuertes (4).

1. Procesos Geoambientales y Cambio Global, Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC), Avda. Montañana 1005, 50059 Zaragoza. mbart@ipe.csic.es
2. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza
3. Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza
4. Grup d'Espeleologia de Badalona (GEB), Rambla, 11, 3r. (Cor de Marina), 08911 Badalona, Barcelona.

Abstract (First palaeoenviromental reconstruction from an alluvial deposit recorded inside Seso Caves System (Boltaña, Central Pyrenees)): *Stratigraphic, chronological, geoarchaeological and geochemical data from the alluvial sedimentary filling recorded in the pseudokarstic Seso Cave System (Central Pyrenees) allow carrying out a Late Holocene palaeoenvironmental preliminary reconstruction. Two sedimentary units have been differentiated. The older one (2000-1500 years BP) is made of silty-clayey deposits coming from the mechanical washing inside the cave and accumulated in a ponding environment during the Ibero-Roman Humid Period (IRHP). The upper unit (1500-670 years BP) is made of sandy-silty alluvial deposits entering the cave from the erosion of soils developed on the bedrock under more arid conditions during the Medieval Climate Anomaly. High differences in the sedimentation rates have been deduced throughout the studied time period. In addition, two levels of human settlement in the cave have been evidenced from pottery and charcoal remnants at Iberian and Late Roman ages.*

Palabras clave: Cuevas de Seso, relleno aluvial, pseudokarst, Holoceno, Pirineo central.
Key words*: Seso Caves System, alluvial fan, pseudokarst, Holocene, Central Pyrenees.*

INTRODUCCIÓN

El Sistema de Cuevas de Seso (SCS) presenta un interesante registro estalagmítico Holoceno (Bartolomé et al., 2011, 2012) y una peculiar espeleogénesis pseudokárstica (Bartolomé et al., 2013). Además, contiene en una de las cavidades del sistema un relleno detrítico que ha sido objeto de estudio de cara a obtener información paleoclimática. Este tipo de registros constituyen excelentes indicadores de condiciones paleoambientales, especialmente en regiones mediterráneas (Faust et al., 2004; Sancho et al. 2008) y su desarrollo en cuevas puede aportar datos complementarios de interés espeleogenético y paleoambiental.

SITUACIÓN

El Sistema de Cuevas de Seso es un pequeño conjunto pseudokárstico situado en las proximidades del Caserío de Seso (Boltaña, Pirineo Central). Concretamente aparece en el flanco Este del

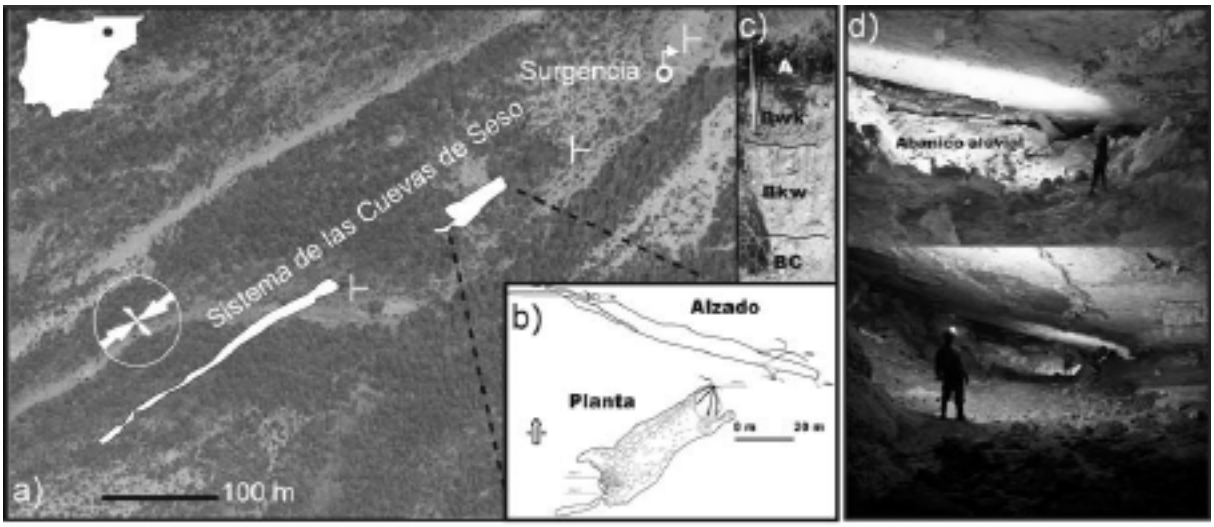


Fig. 1: a) Sistema de las Cuevas de Seso. b) Topografía del nivel inferior (modificada de Mas y Fuertes, 2013). c) Perfil del suelo desarrollado sobre el sistema y d) Fotografías del nivel inferior del sistema.

anticlinal de Boltaña, que constituye el límite estructural entre la Cuenca de Jaca y la Unidad Surpirenaica Central (Soto y Casas, 2003). Se desarrolla en una alternancia de calizas y margas con foraminíferos de edad Eoceno (Fm Boltaña). El sistema endokárstico está formado por dos cavidades, una superior de mayor desarrollo y otra inferior (Fig.1) de menores dimensiones. Se abre en un paquete margoso entre bancos calizos y su formación está controlada por la familia principal de fracturas (060-070E) y el buzamiento de la serie estratigráfica (020E). Sobre el soporte litológico margoso del sistema aparece un suelo bien desarrollado (calcisol cámbico), que en algunos sectores se encuentra fuertemente erosionado. En la parte más baja del sistema, aparece una surgencia, solo funcional durante periodos de intensas lluvias. El registro estudiado se encuentra en la cueva inferior del sistema (Mas y Fuertes, 2013). En la actualidad este depósito aparece incidido por el drenaje que circula por el interior del sistema endokárstico. En ocasiones, este drenaje interno puede quedar bloqueado llegando a inundar parcialmente la cavidad.

METODOLOGÍA

El afloramiento del registro aluvial fue limpiado y se levantó un perfil estratigráfico con una descripción de los principales rasgos sedimentológicos. Mediante "u-channels", se extrajo en continuo el sedimento del perfil. El registro obtenido se muestreó cada 5 cm para analizar, carbono inorgánico (TIC) y orgánico total (TOC) y obtener la composición en elementos mayores y trazas en los laboratorios del IPE-CSIC de Zaragoza/Jaca. Algunos restos de macrocarbones presentes en el depósito fueron datados en los laboratorios DirectAMS Radiocarbon Dating System en Seattle (USA). El modelo de edad y la calibración de las muestras se realizó mediante el software BACON (Blaauw y Christen, 2011) en R (R Development Core Team, 2011) utilizando la curva INTCAL09 (Reimer et al., 2009).

DATOS

Estratigrafía

En el relleno sedimentario se pueden distinguir 2 unidades sedimentarias formadas a su vez por dos subunidades (Fig.2).

Unidad sedimentaria inferior:

- **Subunidad 1**: (0-100 cm). Está formada por margas grises laminadas. En su base presenta un nivel de cerámicas. Se diferencia 4 tramos dentro de esta unidad: **Tramo 1**: 4 cm. Lutitas ocres con fragmentos de clastos calcáreos, restos carbonosos y cerámicas. **Tramo 2**: 9 cm. Alternancia de costras carbonatadas blancas y lutitas ocres finamente laminadas. **Tramo 3**: 27 cm. Margas grises y ocres, por lo general masivas, localmente con laminación paralelal. **Tramo** 4: 60 cm. Margas grises finamente laminadas con algunas decoloraciones.

- **Subunidad 2**: (101-120 cm). Comienza con un relleno de pequeños clastos y margas grises-ocres parcialmente laminadas hacia el techo. En esta unidad solo se diferencia un tramo. **Tramo 5**: 20 cm Margas grises y lutitas masivas, con decoloraciones ocres debidas a bioturbación, aparecen intercalados restos carbonosos.

Unidad sedimentaria suprior:

- **Subunidad 3**: (121-190 cm). Se trata de arcillas de color anaranjado fuertemente bioturbadas entre los 140-180 cm. Esta unidad presenta un nivel de 10 cm con cerámica y huesos. Se diferencian 3 tramos. **Tramo 6**: 13 cm. Alternancia de margas grises y lutitas ocres con abundantes intercalaciones de clastos calcáreos milimétricos y de fragmentos carbonosos. **Tramo 7**: 11 cm. Lutitas ocres y grises con abundantes intercalaciones de clastos calcáreos con centilo de 5 cm (nódulos edáficos y fragmentos de caliza). El tramo tiene aspecto laminado e incluye fragmentos de cerámicas y huesos de macro-vertebrados. **Tramo 8**: 45 cm. Lutitas grises masivas con decoloraciones verticales ocres debidas a la

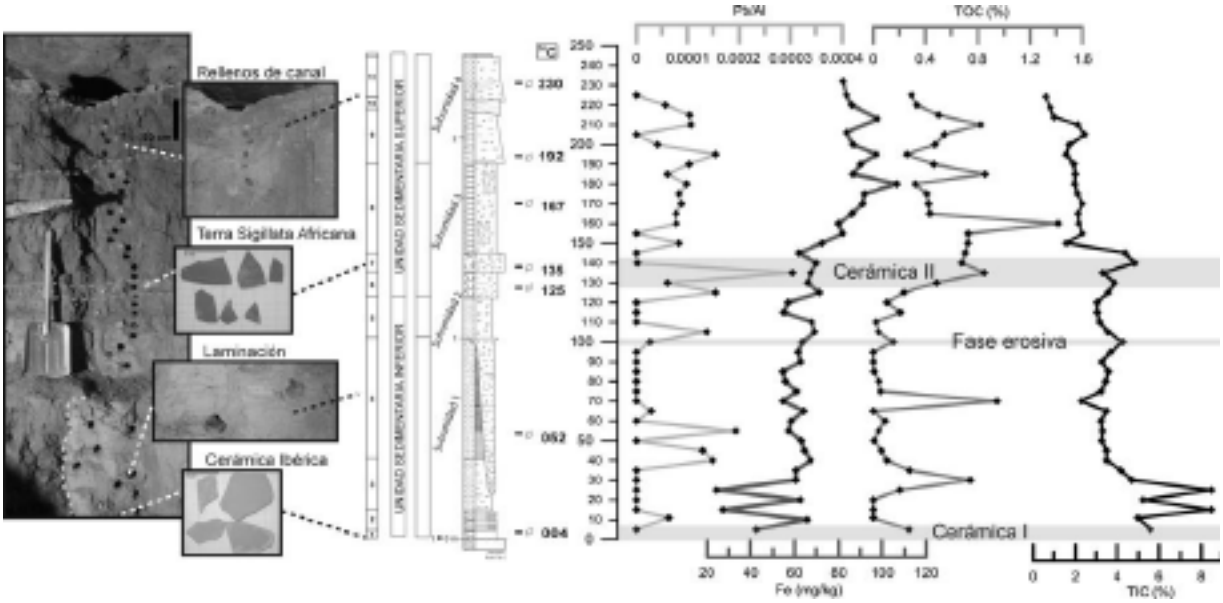


Fig. 2: Perfil estratigráfico con las unidades, tramos diferenciados y variación de los elementos analizados.

bioturbación de raíces. Son abundantes los restos de carbón.

- **Subunidad 4**: (191-240). Formado por arenas ocre-anaranjadas con estratificaciones cruzadas, donde se observan abundantes vacuolas. Se diferencian 4 tramos. **Tramo 9**: 20 cm. Lutitas ocres masivas con abundantes intercalaciones de clastos calcáreos milimétricos y centimétricos (centilo 5 cm). Presenta aspecto microconglomerático. **Tramo 10**: 7 cm. Arenas ocre-anaranjadas de grano fino, con laminación milimétrica correspondientes a un relleno de canal. **Tramo 11**: 20 cm. Arenas ocre-anaranjadas de grano fino-medio, con clastos calcáreos dispersos de hasta 6 cm, localizados en la bases del tramo. En la parte media se observa el relleno de un canal arenoso. **Tramo 12**: 2cm. Marga gris claro finamente laminada.

Edades de ^{14}C y cerámicas

Las edades de radiocarbono obtenidas (Tabla 1) a partir de macro-restos de vegetales a lo largo del depósito oscilan entre 2000 y 650 años BP y muestran una buena correlación estratigráfica. Se ha observado un primer nivel de ocupación de la cavidad en la base del depósito con restos frecuentes de cerámicas ibéricas, sin poder realizar mayores precisiones cronológicas. Por otro lado, el segundo nivel de ocupación presenta abundantes fragmentos de Terra Sigillata Africana de cocina de tipología Lamboglia 51/ Hayes 59 (equivalentes) y cuya producción comenzó desde el siglo III d.c aunque su llegada a la cuenca del Ebro se sitúa en torno a siglo IV-V d.c. En el contexto pirenaico su llegada podría ser incluso posterior al siglo V d.c. En cualquier caso, la cronología de los niveles geoarqueológicos apoya las dataciones radiométricas. El modelo de edad resultante para el depósito muestra para la subunidad 1 una tasa de acumulación media de 0.27 cm/año, para la subunidad 2, 0.37 cm/ año, para la subunidad 3, 0.12 cm/ año y finalmente para la subunidad 4, 0.10 cm/año.

Geoquímica, TIC, TOC

Diferentes análisis realizados a lo largo del perfil presentan variaciones significativas. La relación Pb/Al muestra valores nulos en gran parte de las muestras analizadas, si bien en dos muestras (4 cm y 135 cm) aparece Pb y coinciden o son inmediatamente posteriores a los niveles con cerámicas. La mayor densidad de muestras con presencia de Pb se encuentra entre los 160 cm y 220 cm. Por otra parte, la concentración de Fe varía

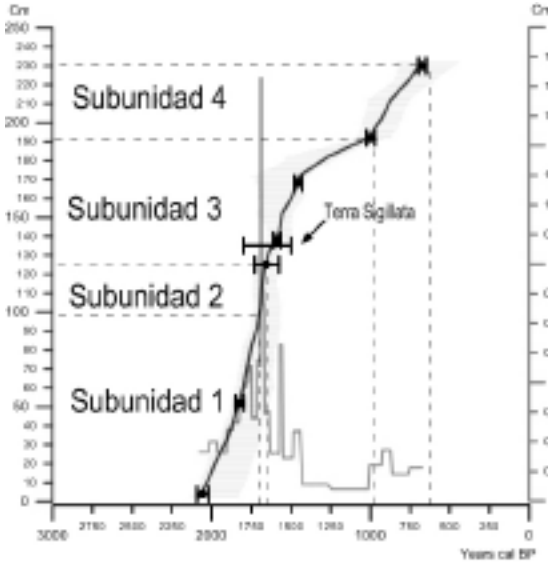


Fig. 3: Modelo de resultante y tasa de acumulación del depósito.

bruscamente durante las primera parte de la unidad 1, posteriormente se estabiliza hasta la mitad de la unidad 3 y a partir de aquí aumenta hasta estabilizarse próximo al techo del depósito. El TOC muestra, al igual que la relación Pb/Al, muchos valores nulos, en este caso las mayores proporciones corresponden con los niveles con mayor cantidad de carbones visibles en el depósito. Las muestras con mayor porcentaje de TOC se localizan entre el comienzo y mitad de la subunidad 3. El TIC muestra una progresiva disminución de base a techo del depósito.

INTERPRETACIÓN

El análisis del relleno sedimentario detrítico de Seso permite reconocer 2 unidades sedimentarias con un significado paleoambiental claramente diferente. Por un lado, la subunidad 1 (primeros 120 cm) tiene una edad calibrada comprendida entre ~2000 y ~ 1600 años BP. Contiene el nivel de restos de cerámica ibérica que representa la primera fase de ocupación de la cavidad. Las lutitas y margas grises de esta unidad provienen de la dispersión y erosión mecánica de las margas en las que se abre el conducto pseudokárstico. La presencia de laminaciones horizontales indicaría que estos sedimentos se acumularían en un pequeño represamiento de la escorrentía interna de la cavidad como consecuencia, probablemente, de un pequeño movimiento de masas en los taludes margosos de la galería. En los momentos previos al encharcamiento

Muestra	cm desde la base	Tipo de material	AMS 14C (años BP)	Error	(años cal BP) (95% rango)
D-AMS 001341	230	carbón	707	36	673.2
D-AMS 001344	192	carbón	1063	26	997.1
D-AMS 001343	167	carbón	1697	77	1453.3
D-AMS 001342	135	carbón	1772	23	1587.9
D-AMS 001345	125	carbón	1785	23	1654.3
D-AMS 001346	52	carbón	1714	26	1822.3
D-AMS 001347	4	carbón	2175	25	2056.1

Tabla 1: Edades de radiocarbono obtenidas por AMS a partir de macro restos de carbones a lo largo del depósito aluvial.

(Época Ibérica) la cavidad estuvo ocupada. Durante esta fase la tasa de sedimentación es relativamente baja (0.27 cm/año), aunque esta etapa sedimentaria indica una cierta disponibilidad hídrica coincidente con el Período Húmedo Ibero-Romano (PHIR), a escala regional (Martín-Puertas et al., 2009). Durante esta etapa de tendencia húmeda se registra una fase de desarrollo estalagmítico en la cueva de Seso (Bartolomé et al., 2012).

Hace 1620 años BP se detecta una fase de incisión en el relleno sedimentario debido al drenaje del encharcamiento como consecuencia de la apertura de la galería y la circulación libre de la escorrentía y posteriormente a esta fase de incisión se alcanzan las mayores tasas de depósito (Subunidad 2).

La unidad sedimentaria superior (Subunidades 3 y 4) se deposita entre ~1600 y ~673 años BP. Es posible diferenciar arenas y lutitas ocre-anaranjadas que se ordenan es secuencias aluviales granodecrecientes. En esta unidad sedimentaria se detectan tasas elevadas de acumulación durante la primera mitad de la unidad 3 tal y como indican la presencia de vacuolas y bajas tasas hasta el final de esta unidad. La superficie deposicional de esta unidad constituye una rampa de escasa pendiente dirigida desde una de las aperturas hacia el centro de la misma. Por otro lado, estos sedimentos tienen un origen externo y serían introducidos en el interior de la cavidad por la escorrentía superficial. El incremento en contenido en hierro, el predominio del color anaranjado, la disminución del TIC y la presencia frecuente de micronódulos de carbonato edáfico indican que la erosión del suelo desarrollado sobre el soporte de la cavidad sería la principal fuente de alimentación. En definitiva, es posible indicar que entre 1500 y 670 años BP, en el exterior de la cavidad la erosión del suelo indica condiciones de cierta aridez con degradación de la cubierta vegetal, incendios y fuerte erosión del suelo. Estas condiciones son habituales durante la Anomalía Climática Medieval (ACM) y las "Dark Ages" (DA) a escala regional (Moreno et al., 2012). En los momentos iniciales de esta etapa se produce la segunda ocupación humana de la cavidad durante el período romano tardío. La actividad antrópica queda también evidenciada por el incremento en Pb en los sedimentos, asociado con restos de comida, excrementos o utensilios (Davies et al., 1988). Coincidiendo con esta etapa de ocupación se detecta un incremento en el TOC. El resto de máximos en el TOC detectados están relacionados con la presencia de trozos de carbón proveniente del exterior. En cualquier caso, es necesario considerar la acción antrópica como factor coadyuvante en la erosión del suelo y producción de sedimentos en un medio semiárido extremadamente sensible a los cambios ambientales.

Posteriormente, y debido a un incremento de la disponibilidad hídrica durante la Pequeña Edad de Hielo (PEH) se produciría una nueva incisión del relleno sedimentario.

En definitiva, las condiciones paleoambientales deducidas a partir del registro aluvial de Seso parecen coherentes con la información local suministrada por los crecimientos estalagmíticos de la propia cueva de Seso (Bartolomé et al., 2011) y por la señal paleoclimática regional ofrecida por otros

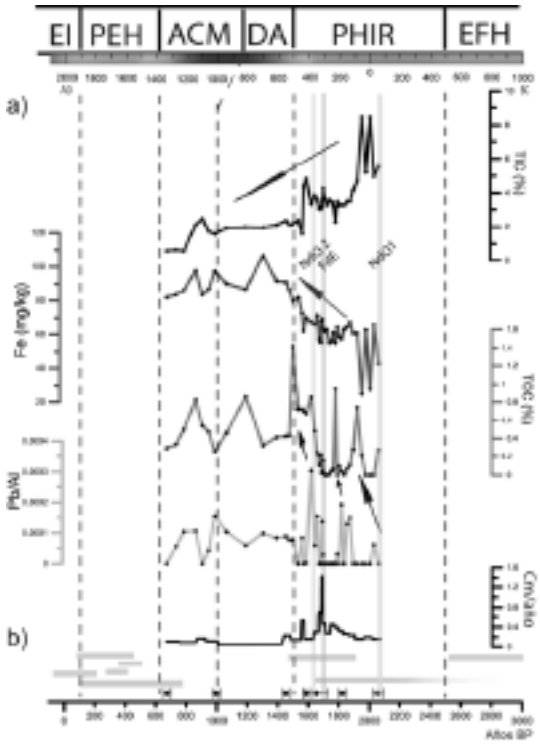


Fig. 4: a) Reconstrucción paleoclimática a partir de desarrollo e incisión de laderas, conos aluviales y rellenos de valle (Gutiérrez y Peña, 1998).b) Evolución de los parámetros medidos en el depósito (NdO1y NdO2=Niveles de Ocupación 1 y 2, Fde= Fase de Erosión). c) Crecimientos estalagmíticos en el SCS (Bartolomé et al., 2011) y el Sistemas de las Fuentes de Escuaín.

registros aluviales (Peña et al., 2004; Sancho et al., 2008; Constante et al., 2010) y lacustres del NE peninsular (Morellón et al., 2009; Moreno et al., 2012).

CONCLUSIONES

El análisis estratigráfico, cronológico, geoarqueológico y geoquímico del relleno aluvial de la Cueva de Seso permite avanzar una serie de conclusiones preliminares:

- El registro sedimentario aluvial está formado por 2 unidades, pertenecientes a un ambiente de encharcamiento y aluvial respectivamente. La unidad inferior, está formada por la subunidad 1 de naturaleza lacustre con una edad comprendida entre 2000 y 1697 años BP con una tasa de sedimentación de 0,27 cm/año y la subunidad 2 que presenta una edad de 1697-1644 años BP y una alta tasa de sedimentación mixta lacustre-aluvial de 0.37 cm/año. La unidad superior formada por la subunidad 3, (1644-1000 y 0.12 cm/año) y la subunidad 4 (1000-673 años BP y 0.10 cm/año) tienen carácter aluvial. Las tasas de sedimentación para las unidades superiores han de tomarse con precaución ya que no se descartan hiatos sedimentarios.
- Los sedimentos de la unidad lacustre provienen de la erosión en el interior de la cavidad de la marga soporte en condiciones de tendencia

húmeda durante el Período Húmedo Ibero-Romano.
- Los sedimentos aluviales tienen su origen en la erosión del suelo desarrollado sobre el soporte margoso de la cavidad. Estos procesos suponen una deriva hacia condiciones de mayor aridez coincidente con la Anomalía Climática Medieval y las Dark Ages.
- En el relleno aluvial se diferencian dos niveles de ocupación de época ibérica y romana tardía.
- Las consideraciones paleoambientales deducidas son coherentes con el marco paleoclimático regional.

Agradecimientos: La financiación para este estudio proviene principalmente de los proyectos de investigación CGL2009-10455/BTE (MICINN y FEDER) y una ayuda a la investigación del Instituto de Estudios Altoaragoneses. También agradecer la ayuda en la preparación de muestras y laboratorio a Raquel López, Victoria La Fuente (IPE-Zaragoza) y Ramón Galindo, Santiago Pérez y Emilio Urbieto (IPE-Jaca) y a Fernando Pérez Lambán, de la Universidad de Zaragoza por la clasificación de los materiales arqueológicos.

Referencias bibliográficas

Bartolomé, M., Sancho, C., Moreno, A., Belmonte, A., Muñoz, A. y Osácar, M.C. (2011). *La Cueva de Seso (Boltaña, Huesca): Espeleogénesis y estalagmitas holocenas*. En: XIII Reunión Nacional de Cuaternario, 151-153.

Bartolomé, M., Moreno, A., Sancho, C., Hellstrom, J. y Belmonte, A. (2012). *Cambios climáticos cortos durante el final del Pleistoceno superior y Holoceno a partir del registro estalagmítico de la Cueva de Seso (Huesca, Pirineo central)*. Geogaceta, 51, 59-62.

Bartolomé, M., Sancho, C., Moreno, A., Belmonte, A., Bastida, J., Calle, M., Mas, J. y Fuertes, X. (2013). *El papel del piping en la espeleogénesis del sistema endokárstico de Seso (Pirineo central, Huesca)*. En: Geogaceta, 53, 105-108.

Blaauw M. y Christen J.A. (2011). *Flexible paleoclimate age–depth models using an autoregressive gamma process*. Bayesian Analysis, 6, 457–474.

Constante, A., Peña-Monné, J.L., y Muñoz, A. (2010).*Alluvial Geoarchaeology of an Ephemeral Stream: Implications for Holocene Landscape Change in the Central Part of the Ebro Depression, Northeast Spain* Geoarchaeology: An International Journal, Vol. 25, No. 4, 475–496

Davies, B.E., Bintliff, J.L., Gaffney, C.F., y Waters, A.T. (1988): *Trace metal residues in soils as markers of ancient site occupance in Greece*. En: Environmental Health-XXII. A symposium, D.D. Hemphill, Ed., University of Missouri, Columbia.

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.

Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B. L., Brauer, A., Mata, M. P., Delgado-Huertas, A. y Dulski, P. (2009). *The Iberian-Roman Humid Period (2600-1600 cal yr BP) in the Zoñar Lake varve record (Andalucía, southern Spain)*, Quaternary Research, 71, 108-120.

Mas.J y Fuertes.X (2013): Nuevas cavidades en Seso y Silves (Sobrarbe, Huesca). *Cueva inferior de Seso y Sima del Romera*l. www.geb.cat/?p=601

Morellón, M., Valero-Garcés, B., Vegas, T., González-Sampériz, P., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Moreno, A., Rico, M. y Corella, J. P. (2009). *Late glacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: the Lake Estanya record (NE Spain),* Quaternary Science Reviews, 28, 2582–2599.

Moreno, A., Ana Pérez,A., Frigola,J., Nieto-Moreno,V., Marta Rodrigo-Gámiz, M., Belén Martrat,B., Penélope González-Sampériz,P., Morellón,M., g, Celia Martín-Puertas, C., Corella,J.P., Belmonte, Á., Sancho,C., Cacho, I., Herrera, G.,Canals,M., Grimalt, J.O., Jiménez-Espejo, Martínez-Ruiz, F.,Teresa Vegas-Vilarrúbia, T., y Valero-Garcés,B.L (2012). *The Medieval Climate Anomaly in the Iberian Peninsula reconstructed from marine and lake records*. Quaternary Science Reviews 43 (2012) 16e32

Peña, J.L., Julián, A., Chueca, J., Echeverría, M.T., Ángeles, G.(2004). Etapas de evolución holocena en el valle del río Huerva: Geomorfología y Geoarqueología. In: Peña, J.L., Longares, L.A., Sánchez, M. (Eds.), Geografía Física de Aragón: aspectos generales y temáticos. Universidad de Zaragoza-Institución Fernando el Católico, pp. 289–302.

R Development Core Team (2011). R: *A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.

Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A.Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Burr,G. S., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M.,Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G.,Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Mccormac, F. G.,Manning, S. W., Reimer, R. W., Richards, D. A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C. S. M., VAN Der Plicht, J.,Weyhenmeyer, C. E., (2009*). IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP*. Radiocarbon 51, 1111–1150.

Sancho, C.; Peña, J.L.; Muñoz, A.; Mcdonals, E.; Rhodes, E.J. y Longares, L.A. (2008). *Holocene alluvial morphosedimentary record and environmental changes in the Bardenas Reales Natural Park (NE Spain)*. Catena, 73, 225-238.

Soto, R. y Casas, A.M. (2001). *Geometría y cinemática de las estructuras norte-sur de la cuenca de Aínsa* Revista de la Sociedad Geológica de España, 14, 199-211.

CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA DE RESTOS ÓSEOS PERTENECIENTES AL DEPÓSITO ENDOKÁRSTICO DEL YACIMIENTO ARQUEOLÓGICO PLEISTOCENO DE LA CUEVA DEL ÁNGEL, LUCENA (CÓRDOBA)

G. Monge [(1)], M. I. Carretero [(1)], M. Pozo [(2)], C. Barroso [(3)], D. Botella [(4)]

(1) Dpto. Cristalografía, Mineralogía y Q. A. Facultad de Química. Universidad de Sevilla. España. gmonge@us.es; carre@us.es

(2) Dpto. Geología y Geoquímica. Universidad Autónoma de Madrid. España. manuel.pozo@uam.es

(3) Calle Cantabria, 3. 29730 Rincón de la Victoria (Málaga).España. ceciliobarroso1@hotmail.com

(4) Museo Arqueológico y Etnológico de Lucena. Ayuntamiento de Lucena (Córdoba). España. museo@aytolucena.es

Abstract (Mineralogical characterization of bone remains belonging to the endokarstic deposit of the Pleistocene archaeological site of Cueva del Angel, Lucena (Córdoba)): *The site is located at the South of the Iberian Peninsula, on the outskirts of the town of Lucena. From a geologic point of view, this cavity is hosted by limestones and dolostones (Lias), belonging to the External Southern Subbetic Domain of the Betic Ranges. Within the endokarstic deposit, highlight the profile J/K, in which 18 samples of bone remains have been taken. The samples were characterized using X-ray diffraction, Fourier transform infrared spectroscopy and scanning electron microscopy. Crystallinity Index and Splitting Factor were also calculated. The results are interpreted as evidences of diagenetic processes and thermal events suffered by the bones (650°C - 700°C).*

Palabras clave: hidroxiapatito, whitlockita, índice de cristalinidad, eventos térmicos
Keywords: *hydroxyapatite, whitlockite, crystallinity index, thermal events*

INTRODUCCIÓN

La cueva del Ángel se sitúa al S de la Península Ibérica, concretamente en la provincia de Córdoba y dentro del término municipal de Lucena; en el extremo suroccidental de la Sierra de Araceli y al pie de las Sierras Subbéticas (Fig. 1). Desde el punto de vista geológico, esta cavidad encaja en una unidad de calizas y dolomías del Lías inferior y medio, perteneciente al dominio Subbético Externo Meridional de la Cordillera Bética (López Chicano, 1990).

Desde su descubrimiento en 1995 por los arqueólogos Cecilio Barroso y Daniel Botella, se han llevado a cabo seis campañas de excavación por un equipo de investigación multidisciplinar, que ha dado como resultado la obtención de un importante número de útiles líticos, así como de numerosos restos óseos de fauna (Barroso et al., 2011).

El objetivo de este trabajo es estudiar cuáles han sido las modificaciones sufridas por los restos óseos hallados en la Cueva del Ángel, con el fin de poder establecer una primera aproximación a los procesos antrópico-deposicionales y postdeposicionales acaecidos en el registro sedimentario.

MATERIALES

Dentro del depósito endokárstico, cuyas dataciones preliminares informan de una horquilla temporal comprendida entre el MIS 11 y el MIS 5 (427.000-130.000 años), destaca el perfil estratigráfico J/K, en el que se han establecido tres unidades estratigráficas (I, II y III) (Botella et al., 2006; Monge, 2012) y en el que se han tomado un total de 18 muestras de restos óseos, de tamaños comprendidos entre 4 mm y 1,5 cm, atendiendo a la distribución, disposición y espesor de los niveles estratigráficos por un lado, y al estado de preservación de los ejemplares por otro (Fig. 2).

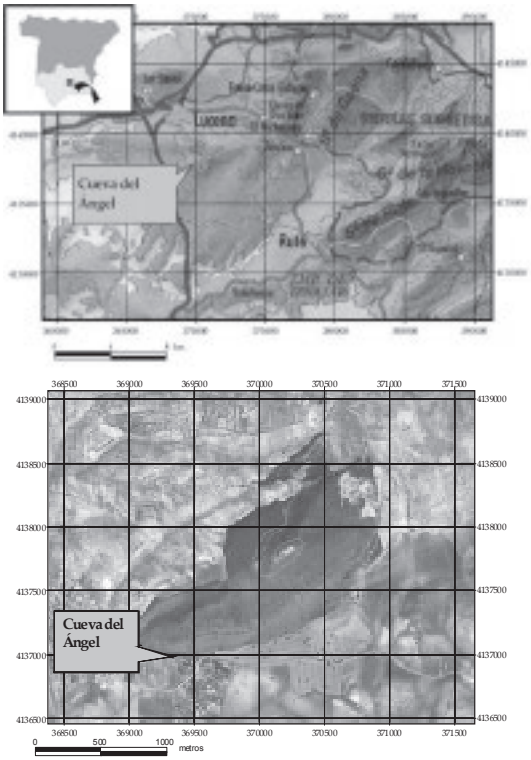


Figura 1. *Mapa mostrando la localización geográfica de la Cueva del Ángel. a) Mapa topográfico general de localización, b) Fotografía aérea de la Sierra de Araceli con la ubicación del yacimiento.*

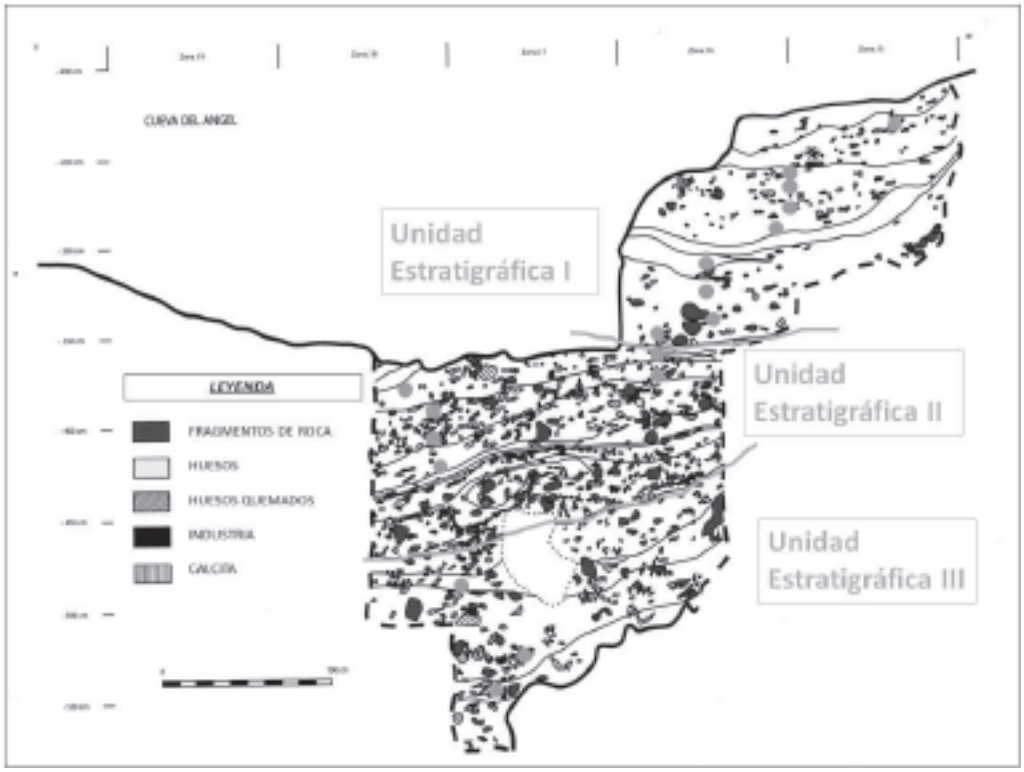


Figura 2. *Niveles y Unidades Estratigráficas presentes en el perfil J/K, así como situación de los restos óseos estudiados (●) (modificado de Botella et al., 2006; Monge, 2012).*

METODOLOGÍA

Las muestras fueron examinadas con lupa binocular, fotografiadas y descritas de *visu*. Se determinó su color según la escala Munsell y se caracterizaron utilizando las técnicas de difracción de rayos X (XRD), espectroscopía infrarroja por transformada de Fourier (FTIR) y microscopía electrónica de barrido (SEM). Asimismo se calcularon los índices de cristalinidad (CI) del hidroxiapatito siguiendo la metodología propuesta por Person et al. (1995) y el "splitting factor" (SF) siguiendo la metodología de Weiner y Bar Yosef (1990) a partir de los diagramas de XRD y FTIR, respectivamente.

RESULTADOS

La observación de *visu* de los restos óseos y la determinación de su color según la escala Munsell muestra tonalidades más oscuras (10 YR 4/2, 10 YR 5/4, 10 YR 7/4, 10 YR 8/6) que las correspondientes a huesos actuales. Se han observado también precipitaciones secundarias de calcita rellenado oquedades y canales de Havers. Por su parte, el estudio mineralógico mediante XRD indica que todas las muestras analizadas presentan hidroxiapatito y calcita (salvo en dos de ellas que no aparece la calcita), y en algunas de ellas también aparece whitlockita y cuarzo (Fig. 3 y Tabla 1).

Los diagramas de FTIR corroboran los resultados obtenidos mediante XRD e informan de la presencia de carbonato apatito en las dos muestras que no presentaban calcita (Fig. 4).

Con respecto a las medidas relativas a la cristalinidad, se observa que el índice de cristalinidad (CI) del hidroxiapatito oscila entre 0,35 y 0,80; mientras que en relación al parámetro SF (Splitting Factor) los valores han oscilado entre 2,8 y 4,6.

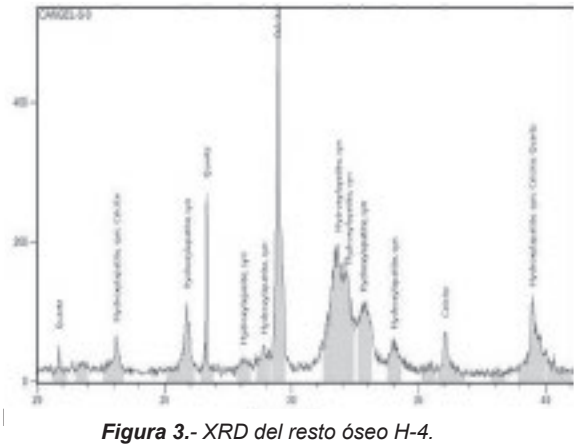


Figura 3.- *XRD del resto óseo H-4.*

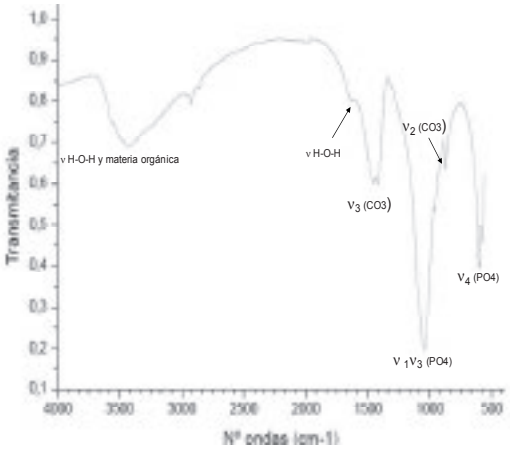


Figura 4.- *Diagrama FTIR del resto óseo H-9.*

Muestra	Profundidad (cm)	Calcita	Hidroxiapatito	Whitlockita	Cuarzo
H-1	-231	X	X		
H-2	-268	X	X		
H-3	-278	X	X	X	X
H-4	-283	X	X		X
H-5	-289	X	X	X	X
H-6	-314		X		X
H-7	-324	X	X		X
H-8	-329	X	X	X	X
H-9	-355		X	X	
H-10	-359	X	X		
H-11	-369	X	X		
H-12	-386	X	X	X	
H-13	-396	X	X	X	
H-14	-403	X	X	X	
H-15	-421	X	X		
H-16	-478	X	X		
H-17	-522	X	X		
H-18	-544	X	X		X

***Tabla 1.**- Fases minerales presentes en los restos óseos analizados por XRD.*

Al SEM se han identificado además óxidos de manganeso sobre la superficie de los restos óseos de la zona inferior del perfil (Fig. 5).

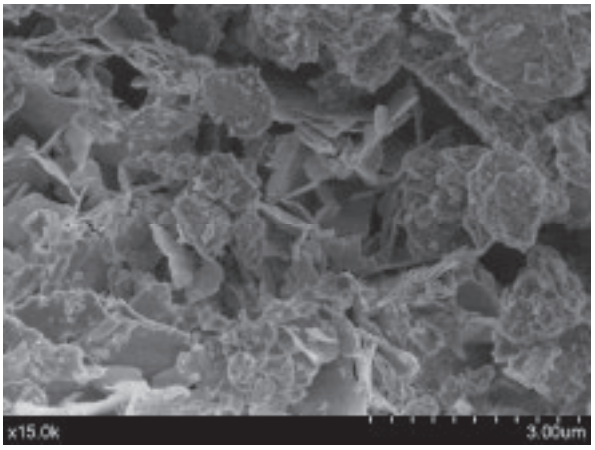


***Figura 5.**- Óxido de Mn sobre la superficie de un resto óseo perteneciente a la muestra H-16.*

INTERPRETACIÓN

Los resultados obtenidos indican que los restos óseos estudiados presentan modificaciones importantes con respecto a los huesos actuales sin alterar. Alteraciones que pueden concretarse fundamentalmente en modificaciones del color, aparición de nuevos constituyentes minerales y cambios en la cristalinidad de las fases fosfáticas.

Estas modificaciones se interpretan como evidencias de la afectación térmica sufrida por los restos óseos, cuyo origen se relaciona con la existencia de estructuras antrópicas de combustión en el yacimiento, así como de procesos diagenéticos que habrían modificado la composición química y estructura de los restos óseos.

Las evidencias de los eventos térmicos han quedado reflejadas en las coloraciones oscuras que presentan los restos óseos, los valores de IC y SF, así como en la presencia de fases fosfáticas que no forman parte de la composición mineralógica de los huesos actuales, como son el hidroxiapatito y la whitlockita.

Estas evidencias analíticas indican además que se alcanzaron temperaturas en torno a 650ºC-700ºC en las Unidades Estratigráficas I y II, mientras que en la Unidad Estratigráfica III no se alcanzaron temperaturas tan elevadas (ausencia de whitlockita y valores de SF más bajos).

La presencia de hidroxiapatito o whitlockita podrían explicarse también por las sustituciones iónicas que tienen lugar durante la diagénesis, al igual que los cambios en la cristalinidad del hidroxiapatito, o la presencia de las precipitaciones secundarias de calcita y de los óxidos de manganeso.

CONCLUSIONES

La caracterización mineralógica de los restos óseos presentes en el registro sedimentario de la Cueva del Ángel ha permitido una primera aproximación a los procesos antrópico-deposicionales y post-deposicionales acaecidos en él.

Estos procesos se han podido concretar fundamentalmente en numerosas evidencias de afectación térmica sobre los restos óseos, procedentes de la actividad antrópica desarrollada en la cueva, con temperaturas que han alcanzado los 650ºC-700ºC en las Unidades Estratigráficas I y II e inferiores en la Unidad Estratigráfica III, y procesos diagenéticos que también han podido modificar la composición química y estructura de los restos óseos.

Referencias bibliográficas

Barroso, C.; Botella D.; Caparrós, M.; Moigne, A.M.; Celiberti, V.; Testu, A.; Barsky, D.; Notter, O.; Riquelme, J.A.; Pozo, M.; Carretero, M.I.; Monge, G.; Khatib, S.; Saos,T.; Gregoire, S.; Bailón, S.; García-Solano, J.A.; Cabral, A.L.; Djerrab, A.; Hedley, I.G.; Abdessadok, S.; Batalla, G.; Astier, N.; Bertin, L.; Boulbes, N.; Cauche, D.; Filoux, A.; Hanquet, C.; Milizia, C.; Moutoussamy, J.; Rossoni, E.; Verdú , L.; de Lumley, H. (2011). The Cueva del Angel (Lucena, Spain): An Acheulean hunters habitat in the South of the Iberian Peninsula. *Quaternary International*, 243. 105-126.

Botella, D.; Barroso, C.; Riquelme, J.A.; Abdessadok, S.; Caparrós, M.; Verdú, L.; Monge, G.; Solano, J.A. (2006), La Cueva del Ángel (Lucena, Córdoba), un yacimiento del Pleistoceno medio y superior del sur de la Península Ibérica. *Trabajos de Prehistoria*, 63. 153-165.

López-Chicano, M. (1990) Sierra de Araceli y C.S.A. 1 (Lucena). Cuaderno de campo. En: Vª Reunión de campo de AEQUA-Andalucía, Ayuntamiento de Lucena, Lucena (Córdoba), 56-64.

Monge, G. (2012). Caracterización mineralógica, geoquímica y textural del relleno pleistoceno de la Cueva del Ángel en Lucena (Córdoba). Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla. 280 p.

Person, A.; Bocherens, H.; Saliège,J.F.; Paris, F.; Zeitoun, V.; Gérard, M. (1995) Early diagenetic evolution of bone phosphate: an X-ray diffractometry analysis. *Journal of Archaeological Science*, 22. 211-221.

Weiner, S.; Bar Yosef, O. (1990). States of preservation of bones from prehistoric sites in the Near East: a survey. *Journal of Archaeological Science*, 17. 187-196.

RELACIONANDO LA COMUNIDAD ACTUAL Y SUBFÓSIL DE QUIRONÓMIDOS. RECONSTRUCCIÓN DE LOS HÁBITATS LACUSTRES EN EL IBÓN DE LA BASA DE LA MORA (PIRINEOS CENTRALES) EN EL HOLOCENO

P. Tarrats (1), M. Rieradevall (1), P. González-Sampériz (2), A. Pérez-Sanz (2), B. Valero-Garcés (2), A. Moreno (2).

(1) Grup de Recerca F.E.M. (Freshwater Ecology and Management). Dep. Ecologia, Facultat de Biologia, Universitat de Barcelona. Av. Diagonal 643, 08028-Barcelona. ptarrats@ub.edu
(2) Grupo de Paleoambientes Cuaternarios, Instituto Pirenaico de Ecología (IPE-CSIC). Avda. Montañana 1005, 50059-Zaragoza.

Abstract (Relating actual with subfossil chironomid assemblages. Holocene habitat changes reconstruction of Basa de la Mora Lake (Central Pyrenees)): A first characterization of the current *Chironomidae* larvae (*Insecta: Diptera*) assemblages of Basa de la Mora lake (42º 32' N, 0º 19' E, 1914 m a.s.l.) was done to improve and calibrate the paleoreconstruction of the lake, and to infer lake habitat changes throughout the Holocene. The Modern Analogue Technique (MAT) method relates the actual community, defined from the species abundance matrix and an environmental variable (which is the object of the inference), and the past community, defined from the species abundance matrix downcore. The scores of the first component (PC1) were used as representative of the environmental variable (dominant habitat) to be inferred. The application of the MAT has allowed identifying two periods of lake productivity increase through the Holocene: i) Since 2800 cal. yrs BP, which coincides with the first documented human occupation of the area, and ii) the last four centuries, which could be related to human exploitation and stockbreeding activities.

Palabras clave: Lagos de montaña, Quironómidos, Holoceno, Técnica de Análogos Modernos
Key words*: Mountain Lakes, Chironomidae, Holocene, Modern Analogue Technique*

INTRODUCCIÓN

El estudio del denominado Cambio Global se presenta como uno de los retos principales dentro del mundo científico actual (IPCC, 2007), por lo que hay un interés creciente en mejorar el conocimiento sobre las dinámicas del sistema climático (Valero-Garcés et al., 2010). Una de las aproximaciones posibles es el uso de datos paleoambientales, y en concreto el de archivos sedimentarios lacustres para realizar reconstrucciones paleoecológicas continentales (Smol et al., 2001; Smol, 2008).

La interpretación de los cambios y la reconstrucción de las condiciones ambientales mediante el registro fósil debe hacerse con un buen conocimiento de la ecología actual de los ecosistemas, así como de la autoecología de las especies que son buenos indicadores paleoecológicos. Pero estos aspectos no siempre están bien establecidos y demandan estudios que combinen los datos paleoecológicos con los procedentes de series instrumentales y los recogidos con técnicas ecológicas empleadas en el estudio de las condiciones actuales de los ecosistemas (Peng et al., 2011).

Los *Chironomidae* constituyen una de las familias del orden *Diptera*, presentes como larvas en las comunidades de prácticamente todos los biotopos de agua dulce (Hofmann, 1988; Saether, 1979). Los quironómidos son utilizados como registro de reconstrucción paleoambiental por las siguientes razones: 1) sus elevadas abundancias y gran riqueza taxonómica; 2) su buena preservación en el registro fósil; 3) su buen conocimiento taxonómico; y 4) la presencia de diferentes géneros y/o grupos de especies que refleja unas condiciones ecológicas (temperatura, anoxia, cambios de nivel del lago,…) determinadas (Hofmann, 1988).

SITUACIÓN

El Ibón de la Basa de la Mora, o Ibón de Plan, (42º 32' 51'' N, 0º 19' 35" E, 1914 m s.n.m) es un lago pequeño y somero de origen glacial localizado en los Pirineos Centrales, en el Macizo de Cotiella.

Domina el clima perimediterráneo continental (Izard *et al.*, 1984), con algunas zonas influenciadas por el clima oceánico, dependiendo de diferencias altitudinales y de orientación. En lo que se refiere a la vegetación local en el área de captación del lago, domina el prado alpino con una cubierta de aproximadamente un 45% de la superficie, seguido de bosque de *Pinus uncinata* (10%), bosque de *Quercus ilex* (5%) en las solanas y brezal oromediterráneo endémico con aliaga (5%). El lago está rodeado por un amplio cinturón de vegetación higrófila y su sustrato está colonizado por vegetación acuática (diversas especies del género *Potamogeton* esencialmente). Sobre la limnología del lago hay muy pocos datos, y siempre puntuales y discontinuos.

METODOLOGÍA

En Julio de 2011 se recogieron las muestras destinadas al estudio de la comunidad actual de quironómidos. El muestreo del litoral se realizó mediante la técnica del 'kick and sweep', mientras que en la zona profunda se usó una draga Van Veen (superficie de muestreo: 260cm^2). El material subfósil analizado en este estudio proviene de un testigo de sedimento de 12m recuperado en Julio de 2008 por el Grupo de Paleoambientes Cuaternarios del Instituto Pirenaico de Ecología (IPE-CSIC) (Pérez-Sanz et al. 2013).

La comunidad actual fue analizada en el laboratorio siguiendo el protocolo estándar, separando los

diferentes especímenes por morfotipos y montando una alícuota de cada uno para proceder a su identificación al microscopio óptico. Las identificaciones se realizaron siguiendo la clasificación propuesta por Wiederholm (1983). Las muestras subfósiles de quironómidos fueron analizadas en el laboratorio siguiendo el procedimiento estándar propuesto por Hofmann (1986) y las identificaciones de las cápsulas cefálicas se realizaron con la ayuda de guías especializadas (Rieradevall & Brooks, 2001; Brooks et al., 2007).

El análisis de la relación entre la comunidad de quironómidos y los hábitats presentes en el lago se realizó con un Análisis de Componentes Principales (PCA). Para la reconstrucción de hábitats se utilizó la Técnica de Análogos Modernos (MAT, en inglés), que permite inferir una variable ambiental representativa mediante la relación entre la matriz de abundancia de especies de la comunidad actual y la matriz de abundancia de especies del registro fósil. Puesto que el primer componente del PCA llevado a cabo para el estudio de la comunidad actual de quironómidos explicó los cambios de la comunidad entre los diferentes hábitats, las coordenadas del primer componente (PC1) fueron usados como representación de la variable ambiental (tipo de hábitat dominante) a inferir.

RESULTADOS

Se identificaron un total de 5 hábitats en el lago. La parte litoral presentaba 3 hábitats dominantes: i) piedras y gravas, ii) sedimento, y iii) zonas de vegetación acuática; mientras que las zonas más profundas presentaban 2 hábitats diferentes i) zonas de sedimento libre de vegetación y ii) áreas de sedimento cubierto con vegetación sumergida de *Potamogeton*.

Se identificaron un total de 4705 larvas de quironómidos pertenecientes a 16 taxones de 3 subfamilias (*Tanypodinae*, *Orthocladiinae* y *Chironominae*). *Corynoneura* y *Tanytarsus* gr. *lugens* fueron los taxones más abundantes, seguidos por *Procladius*, *Paratanytarsus* y *Psectrocladius* gr. *sordidellus*.

La composición de la comunidad de quironómidos presentó diferencias entre los hábitats, reflejadas en el eje PC1 (Fig. 1). De este modo, las coordenadas (scores) de este primer eje fueron utilizados para inferir cambios de hábitat utilizando la MAT. El modelo de inferencia hecho a partir de la MAT (Fig. 2) fue validado con el método de validación cruzada leave-one-out (jackknifing) con un valor r^2 de 0,90. El modelo muestra una predominancia de hábitats poco productivos durante gran parte del Holoceno (hasta 3000 cal yr BP), donde domina sobretodo el hábitat de piedras y gravas, pero a partir de aproximadamente 2800 cal. yr BP empiezan a aparecer hábitats cada vez más productivos, con una alternancia de sedimento con macrófitos, piedras y gravas e incluso sedimento. El cambio más importante aparece en los últimos 400 años, donde aparecen hábitats mucho más productivos (scores negativos del PC1 inferido).

INTERPRETACIÓN

La composición de la comunidad actual de quironómidos de la Basa de la Mora se puede considerar típica de un lago de montaña somero de baja altitud (Rieradevall & Prat, 1999; Catalán et al., 2002). La dominancia de *Tanytarsus* gr. *lugens* se considera un indicador de lagos oligotróficos con un hipolimnion oxigenado (Saether, 1979; Wiederholm, 1984; Heiri et al., 2003). Por su parte, el género *Corynoneura* junto con *Paratanytarsus* y *Psectrocladius* gr. *sordidellus*, han sido identificados en numerosos estudios como habitantes de zonas litorales en lagos pirenaicos (Rieradevall & Prat, 1999; Rieradevall et al., 1998, 1999) y en algunos casos asociados con macrófitos (p.e.: Brodersen et al., 2001). La dominancia del género *Zavrelimyia* en el hábitat de piedras y gravas es coherente, ya que se ha descrito como habitante de zonas litorales arenosas (Brooks et al., 2007).

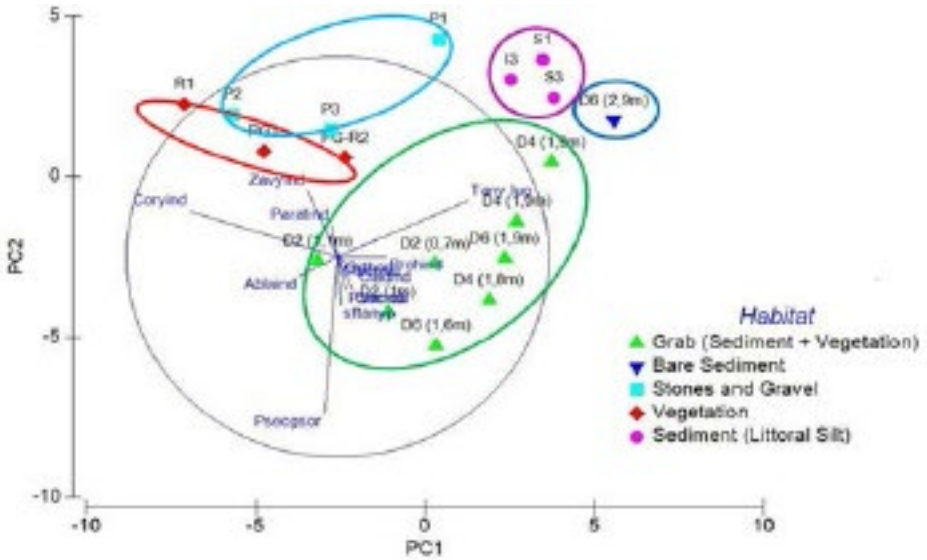


Fig 1. Análisis PCA de la comunidad actual de quironómidos de la Basa de la Mora.

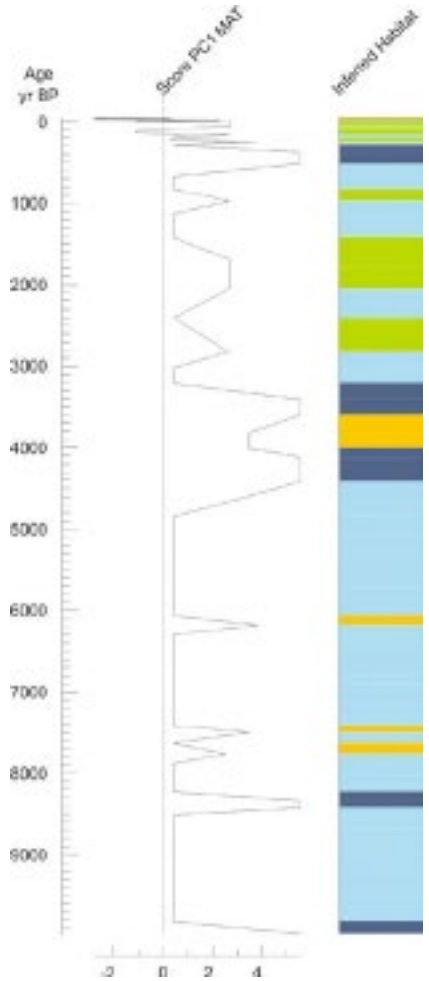


Fig. 2: Scores del PC1 a partir del análisis MAT de la secuencia de la Basa de la Mora y hábitats dominantes inferidos relacionados con los scores del PC1. Leyenda: Azul oscuro: Sedimento profundo, Azul claro: Piedras y gravas Amarillo: Sedimento litoral, Verde: Sedimento con Macrófitos, Rojo: Macrófitos.

Por lo que respecta a la inferencia de cambios de hábitat en la Basa de la Mora a lo largo del Holoceno, esta exploración para evaluar cambios de hábitat ha permitido constatar una transición entre hábitats dominantes de baja productividad hacia un incremento progresivo en la productividad del lago. En otras palabras, este análisis sugiere un proceso de eutrofización del lago reciente. Los hábitats de sedimento y gravas y piedras que dominan casi por completo el Holoceno hasta los 2800 cal yrs. BP revelan la ontogenia del lago, de un lago relativamente profundo hacia uno más somero con una productividad baja, expresado con una baja presencia de vegetación acuática. Desde aproximadamente los 2800 cal. yrs BP hay un cambio importante en el lago, ya que los hábitats de macrófitos empiezan a aparecer alternados con hábitats de piedras y gravas. Este hecho sugiere un incremento en la productividad del lago, que podría estar relacionado con el primer impacto humano observado en este territorio. De hecho, durante este período en los Pirineos se ha descrito una intensificación de la presencia y actividad humana (Bal et al., 2011). Finalmente, los últimos cuatro siglos están prácticamente exclusivamente dominados por hábitats altamente productivos, dominados por macrófitos.

CONCLUSIONES

La diversidad y composición de la comunidad actual de quironómidos corresponde a lo esperado para un lago de estas circunstancias, y la influencia mediterránea que recibe el lago explica la presencia de taxones típicos de sitios de menor altitud y más cálidos de los que cabría esperar considerando la localización del lago. Así pues, la dominancia de *Tanytarsus* gr. *lugens* es indicativo de lagos alpinos de poca altitud y situados por debajo de la línea de árboles y con valores relativamente elevados de DOC, y la codominancia con *Corynoneura* indica la abundancia de vegetación acuática, ya que este género ha sido relacionado con hábitats dominados por macrófitos.

La comunidad actual de quironómidos refleja bien las diferentes condiciones en los diferentes hábitats, mostrando la preferencia y la dominancia relativa de algunos taxones en ciertos hábitats. Además, está bien representada en el registro subfósil, lo que permite la aplicación de la MAT, para mejorar la interpretación del registro subfósil e inferir cambios ambientales.

Se puede concluir que la aplicación de la MAT con la composición de quironómidos de la Basa de la Mora ha probado la utilidad de esta herramienta para inferir cambios en el registro sedimentario mediante la comunidad actual. No obstante, se trata de una exploración preliminar y sería necesario analizar más muestras para mejorar y refinar el modelo de inferencia, así cómo estudiar la estacionalidad de la comunidad actual.

Agradecimientos: El financiamiento para las campañas de muestreo de este proyecto proviene de la Diputación General de Aragón (DGA) a partir del proyecto: “Cambios climáticos abruptos y su impacto en ecosistemas y sociedades humanas en el Pirineo Central y Oriental”. Asimismo, el estudio se enmarca dentro del proyecto IBOCLIM, financiado por la Diputación General de Aragón y “la Caixa” (DGA-“la Caixa”). El primer autor del artículo dispone de una beca de Formación de Personal Investigador (FI-DGR 2013) de la Generalitat de Catalunya.

Referencias bibliográficas

Bal, M.C., Pèlachs, A., Pérez-Obiol, R., Julià, R. and Cunill, R. (2011): Fire history and human activities during the last 3300 cal yr BP in Spain's Central Pyrenees: The case of the Estany de Burg. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 300: 179-190.

Brodersen, K.P., Odgaard, B.V., Vestergaard, O. and Anderson, N.J. (2001): Chironomid stratigraphy in the shallow and eutrophic Lake Sobygaard, Denmark: chironomid- macrophyte co-occurrence. *Freshwater Biology*, 46: 253-267.

Brooks, S.J., Langdon, P.G. and Heiri, O. (2007): The identification and use of palaearctic chironomidae larvae in palaeoecology. *Quaternary Research Association*, London, UK.

Catalán, J., Pla, S., Rieradevall, M., Felip, M., Ventura, M., Buchaca, T., Camarero, L., Brancelj, A., Appelby, P.G., Lami, A., Grytnes, J.A., Agustí-Panareda, A. and Thomson, R. (2002): Lake Redó ecosystem response to an increasing warming in the Pyrenees during the twentieth century. *Journal of Paleolimnology*, 28: 129-145.

Heiri, O., Wick, L., van Leeuwen, J.F.N., van der Knaap, V.O. and Lotter, A.F. (2003): Holocene tree immigration

and the chironomid fauna of a small Swiss subalpine lake (Hinterburgsee, 1515 m asl). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 189: 35-53.

Hofmann, W. (1986): Chironomid analysis. In: Berglund, B.E. (ed.), *Handbook of Holocene paleoecology and paleohydrology*, 715-727, Wiley & Sons; Chichester.

Hofmann, W. (1988): The significance of chironomid analysis (Insecta: Diptera) for paleolimnological research. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 62: 501-509.

IPCC (2007): Climate Change 2007. *Cambridge University Press*, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Izard, M., Casanova, H., Devau, P. and Autou, G. (1984): Continentalité et notion de zone interne dans les Pyrénées. *Acta Oecolgica. Oecologia Generalis*, 6: 317-344.

Peng, C., Guiot, J., Wu, H., Jiang, H. and Luo, Y. (2011): Integrating models with data in ecology and paleoecology: advances towards a model-data fusion approach. *Ecology Letters*, 14: 522-536.

Pérez-Sanz, A, González-Sampériz, P., Moreno, A., Valero-Garcés, B., Gil-Romera, G., Rieradevall, M., Tarrats, P., Lasheras-Álvarez, L., Morellón, M., Belmonte, A., Sancho, C., Sevilla-Callejo, M., and Navas, A. (2013): Holocene climate variability, vegetation dynamics and fire regime in the central Pyrenees: the Basa de la Mora sequence (NE Spain). *Quaternary Science Reviews* 73: 149-169.

Rieradevall, M. and Brooks, S.J. (2001): An identification guide to subfossil *Tanypodinae* larvae (Insecta: Diptera: *Chironomidae*) based on cephalic setation. *Journal of Paleolimnology*, 25: 81–99.

Rieradevall, M., Jiménez, M. and Prat, N. (1998): The zoobenthos of six remote mountain lakes in Spain and Portugal. *Verh. Verein. Internat. Limnol*. 26: 2132-2136.

Rieradevall, M., Bonada, N. and Prat, N. (1999): Substrate and depth preferences of macroinvertebrates along a transect in a Pyrenean high mountain lake (Lago Redó, NE Spain). *Limnetica* 17: 127-134.

Rieradevall, M. and Prat, N. (1999): *Chironomidae* from high mountain lakes in Spain and Portugal- In: Hoffrichter, O. (ed.). *Late 20th century Research on Chironomidae: An Anthology from the 13th International Symposium on Chironomidae*. Shaker Verlag, Aachen: 605-613. ISBN 3-8265-7431-1.

Sæther, O.A. (1979): Chironomid communities as water quality indicators. *Holartic Ecology,* 2: 65-74.

Smol, J.P., Birks, H.J.B. and Last, W.M. (2001): Tracking Environmental Change using Lake Sediments. Developments in Paleoenvironmental Research Series. *Kluwer Academic Publishers*, Norwell, MA, U.S.A. 217 p.

Smol, J. P. (2008): Pollution of Lakes and Rivers. A Paleoenvironmental Perspective. 2nd Edition. *Blackwell Publishing*, Oxford. 383 pp.

Valero-Garcés, B., Moreno, A., González-Sampériz, P., Morellón, M., Rico, M., Corella, J.P., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Farias, P., Stoll, H., López-Merino, L., López-Sáez, J.A., Leira, M., Santos, L., Mata, P., Rieradevall, M., Rubio, E., Navas, A., Delgado, A., Marco-Barba, J. and Sigró, J. (2010): Evolución climática y ambiental del parque nacional de Picos de Europa desde el último máximo glaciar. In: Ramírez, L. and Asensio, B. (eds.) *Proyectos de investigación en parques nacionales: 2006-2009. 55-71.*

Wiederholm, T. (ed.) (1983): *Chironomidae* of the Holarctic region. Keys and diagnoses. Part I. Larvae. *Entomologica Scaninavica Suppl.*, 19: 1–457

Wiederholm, T. (1984): Responses of aquatic insects to environmental pollution. In: Resh V.H. and Rosenberg D.M. (eds), *The Ecology of Aquatic Insects*. Praeger Publishers, New York, pp. 508–557.

A 60 KA MULTI-PROXY RECORD FROM LAKE BANYOLES (NORTHEASTERN SPAIN): EXTENDED DATA

N. Höbig (1), M.E. Weber (2), M. Kehl (3), G.-C. Weniger (4), R. Juliá (5), M. Melles (2), R.H. Fülöp (2), H. Vogel (6), K. Reicherter (1)

(1) Institute of Neotectonics and Natural Hazards, RWTH Aachen University, Germany n.hoebig@nug.rwth-aachen.de
(2) Institute of Geology and Mineralogy, University of Cologne, Germany
(3) Institute of Geography, University of Cologne, Germany
(4) Neanderthal Museum, Mettmann, Germany
(5) Institut de Ciències de la Terra (Jaume Almera), Barcelona, Spain
(6) Institute of Geological Sciences, University of Bern, Switzerland

Abstract: *In order to reveal evidence for rapid, short-term climate fluctuations on the Iberian Peninsula during the Late Quaternary, we performed a multi-parameter study of the 67-m long sediment core (BAN II) from Lake Banyoles (NE Spain). Our investigation included non-destructive sediment-physical, geochemical and optical methods to identify proxies which are indicative for variability in sedimentology which allude to changes in the environment. According to our age control based on AMS-^{14}C, U-series and tephra from the La Garrotxa volcanic field our sedimentary sequence splits up into 52 m Pleistocene lacustrine deposits and approximately 15 m Holocene sediments on the top. The geochemical analyses revealed proxies (e.g., K/Ca) in the karstic system for climate variability during the Last Glacial. We attributed an increase in K/Ca to more terrigenous input into the lake. Under assumption of our U-series ages the peaks are supposed to represent the influence of Heinrich Events (HE 0-5) in northeast Iberia.*

Key words*: Holocene climate variability; Heinrich Events; lacustrine archives; high resolution multi-proxy study*

INTRODUCTION

Our work is part of the Collaborative Research Centre 806 (CRC 806 “Our Way to Europe”) which aims at investigation of human dispersal from Africa to Europe and human-environment interaction. According to this, our study focuses on sediment records which are geographically closely related to archaeological sites and scopes on detection of rapid, short-term climatic variabilities (e.g., Heinrich Events or Dansgaard/Oeschger cycles) which might have influenced human population on the Iberian Peninsula.

The Iberian Peninsula is of great interest for palaeoclimate research due to a high sensitivity to climate changes. The geographical and atmospheric conditions which are characterised on one hand by the adjacency of subpolar/subtropical latitudes and on the other hand westerly winds/N-African climate (Moreno et al., 2005) highlight Iberia for palaeoclimatic studies. High frequent climate variability is known from the last glacial period (e.g., Heinrich Events, Dansgaard/Oeschger cycles), but in order to understand the entire mechanism and impact on the environment/humans, further studies are required. Despite the large-scale records generated from marine sediments (e.g., Bond et al., 1997) and ice cores (e.g., Rasmussen et al., 2008) additional studies from terrestrial archives (e.g., lakes, peat bogs etc.) provide excellent palaeoenvironmental information. This is conditioned mainly by two properties: the rapid response of lakes to external and internal forcings and high sedimentation rates in lacustrine systems (Battarbee, 2000). These facts allow high-resolution studies concerning the impact on environment and humans on a more local scale. Although Iberia does not include typical lake countries several promising terrestrial archives for the Late Quaternary period have been investigated (e.g., Moreno et al., 2012) or are still under investigation. Especially endorheic basins which are related to karst processes due to the all-round evaporites in Spain (e.g., Gutiérrez et al., 2002) are promising for palaeoclimate studies. The karstic Lake Banyoles (northeastern Spain) has been investigated in this study and furthermore several endorheic basins (*lagunas*) in the Antequera region (Schröder et al., see this volume) are under investigation by our working group. For Lake Banyoles chemical proxies which might correlate with short-term climate fluctuations (here Heinrich Events) have been identified.

SITUATION

Lake Banyoles is located in Catalonia, northeastern Spain (fig. 1A; 42°07’N/2°45’E).

The formation of the lake is attributed to intense karstification which is favoured by the regional geology and the tectonic setting. After Goula et al. (1999) the tectonic influence is mainly realised by two normal faults, one segment north of the lake (Albanya Fault) and the other one in the south (Olot Fault). The fault in Lake Banyoles is considered to be a minor dextral strike-slip fault between these two major normal faults. Mainly three Eocene formations are of interest concerning lake development. The Perafita Formation dated as Late Ypresian consists of 100-200 m thick dolomites which are overlain by 200-300 m thick gypsum deposits of Early Lutetian age (Beuda Formation).

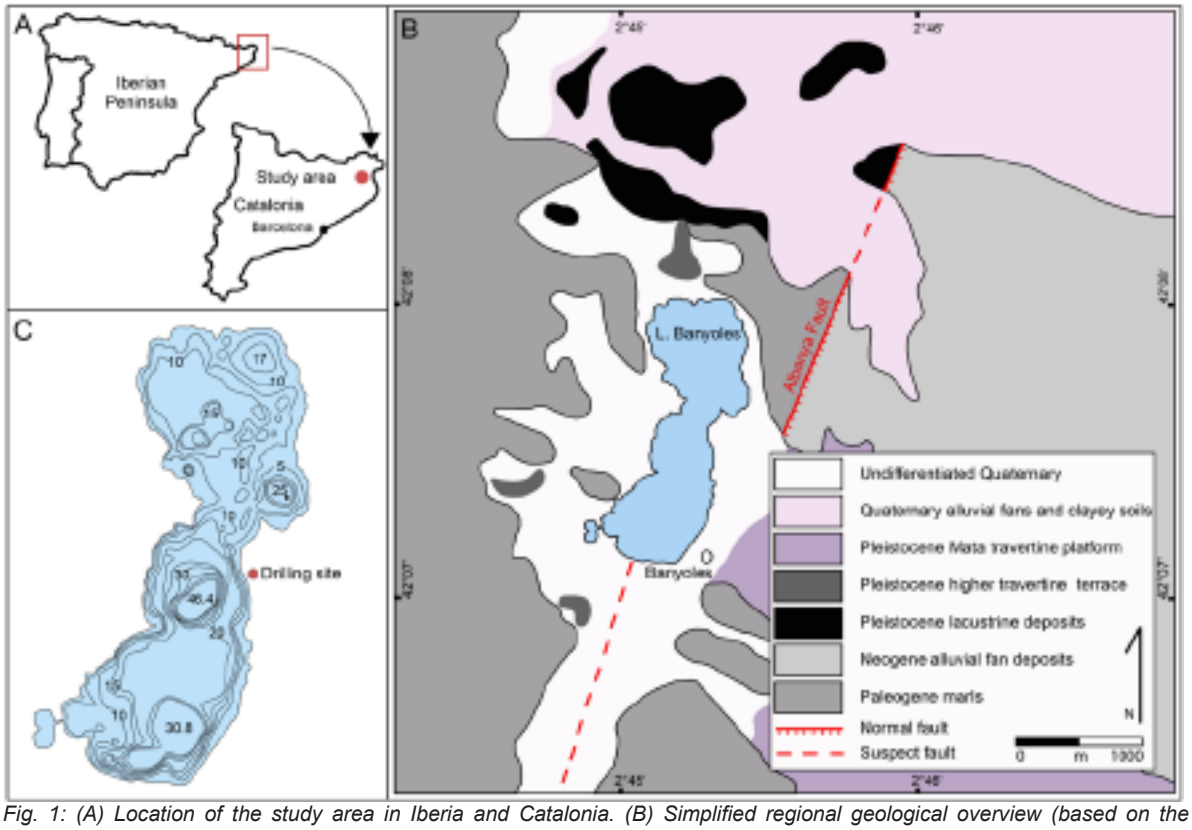


Fig. 1: (A) Location of the study area in Iberia and Catalonia. (B) Simplified regional geological overview (based on the geological map, 1:50,000, IGME, 1987-1989). (C) Bathymetric map (modified after Moreno-Amich & Garcia-Berthou (1989)) and the drilling location of the BAN II core.

The uppermost units are Late Lutetian marls (Banyoles Formation) which are covered by Quaternary terrigenous deposits (Clavell, 1991; Bischoff et al, 1994; fig. 1B). The contact of dolomite and gypsum favours an intense karstification which led to the formation of multiple dolines. Due to ongoing karst processes (Juliá, 1980) and the tectonic setting theses dolines merged together and formed the approximately 12 km^2 large multi-basin lake (fig. 1C). The bathymetric map (Moreno-Amich & Garcia-Berthou, 1989) shows two subbasins with several deeper depocentres. The N30E trending fault along the eastern shore of Lake Banyoles acts as a barrier for groundwater and induces upwelling (Abellà et al., 1985; Canals et al., 1990). The water rechargement is mainly realised by 13 subbottom springs fed by the distant *La Garrotxa* volcanic area through a karst system. The lake water is supersaturated in calcite which causes precipitation. The main component of the lake sediments is endogenic calcite (Bischoff et al., 1994). In the 1990s a 67-m long sediment core (BAN II) has been drilled at the eastern shore of the lake (fig. 1C) and stored in 1.5 m sections in darkness at 6°C. Based on that material we generated a multi-proxy record from Lake Banyoles in high resolution. An additional benefit of this study for the CRC 806 might be achievable due to the small distance to several important archaeological sites (e.g., Cova de l'Arbreda). The correlation of various archives that have been investigated by different disciplines (e.g., geology, archaeology) is one approach of the project.

METHODS

The sedimentary sequence of the BAN II-core was investigated continuously with non-destructive techniques and 366 equidistant samples with destructive methods, using a multi- parameter approach in order to quantify its (bio-) geochemical and sediment-physical properties (fig. 2).

The (bio-) geochemical data contain elemental composition detected with a Field Portable X-Ray Fluorescence measurement device (FPXRF; NITON XLt 700 series). This tool was used again to close the measurement gap in the data set of the BAN II core published in Höbig et al. (2012). Furthermore, the total (in-) organic carbon content (TIC/TOC) has been detected by Fourier Transform Infrared Spectroscopy (FTIRS; Bruker Optics Inc. VERTEX 70; see Vogel et al., 2008). For calibration of the FTIRS-data 20 samples have been analysed with the LECO RC 412 carbon determinator.

Sediment-physical properties were generated with a Multi-Sensor Core Logger (MSCL, Geotek) including gammy-ray attenuation (wet bulk density, dry bulk density, water content), p-wave velocity, magnetic susceptibility, LAB-colour and RGB-colour (Weber et al., 1997). Additional sedimentological observations (fossil, volcanic glass shard content or re-depositional events etc.) have been documented for the sequence.

For detailed description view Höbig et al. 2012.

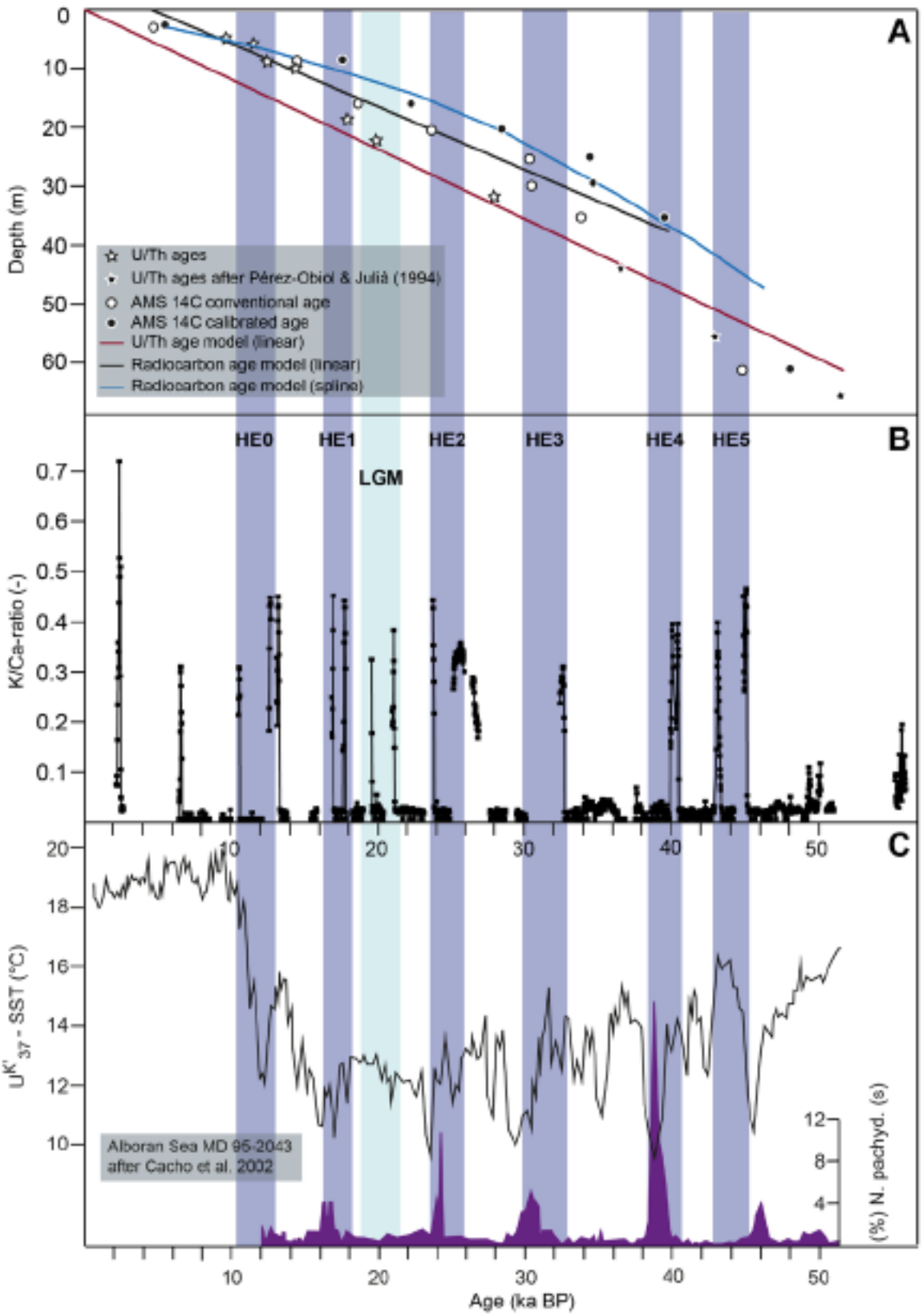


Fig. 2: (A) Chronological models of the Banyoles sediment core (BAN II) based on conventional and calibrated AMS^{14}C and U-series dates including the chronology of Pérez-Obiol and Juliá (1994), conventional AMS^{14}C (black line) and U-series (red line) with linear interpolation, and calibrated AMS^{14}C with spline interpolation (blue line). (B) K/Ca ratio over time (chronology based on U-series data) and labels above the curve correspond to Heinrich Events (HE 0-5; after Hemming (2004)) also indicated in violet vertical bars and the Last Glacial Maximum (LGM, after Moreno et al. (2010); blue vertical bar). (C) Reconstruction of the seasurface temperature (SST) based on the MD95-2043 core from the Sea of Alboran by the ketone unsaturation index $U^{K'}_{37}$ (solid, black line) and the percentages of the polar planktonic foraminifer (Neogloboquadrina pachyderma) (after Cacho et al., 2002).

DATA

The data published in Höbig et al. 2012 has been extended and the new record is presented in this abstract. The former published data has a measurement gap from around 30.00 m to 43.00 m. The geochemical data of this study includes further 10 m and only gaps from around 36.00 m to 39.00 m due to core loss during the drilling process (fig. 2).

Age control of our sequence has been attempted by several techniques (e.g., Electron Spin Resonance, Radiocarbon, U-series, tephrochronology). The Accelerator Mass Spectrometry Radiocarbon ages (AMS-^{14}C) and U-series dating revealed good results. Furthermore, tephra from the Olot volcanic episode dated around 11.5 ka (Cebria et al., 2000) has been included in the age control as additional indicator. Finally, we decided to use the U-series age model as most robust chronology for the record (fig. 2) and to apply this model on our proxies.

INTERPRETATION

Our record includes high-resolution and non-destructive sediment-physical, geochemical and optical methods to determine proxies indicative of changes in sedimentology and climate. While the absolute datings result in maximum ages of approximately 60 ka at the core base, the Last Glacial Maximum (LGM; 23-19 ka) interval ends at 16-15 m depth as indicated by a travertine layer embedded in the lacustrine sediments. The Holocene is represented by an several meter thick deposit which consists mainly of palustrine carbonates and peat on the top. Several slump events were observed in the core section, as were microtectonic structures, which constrain the movement.

Evidence for palaeoclimatic variabilities have been revealed by element ratios (e.g., K/Ca; (K+Ti+Fe)/(Ca+Sr)) calculated from FPXRF-data. The elements K, Ti and Fe were attributed to more terrigenous input into the lake system whereas Ca and Sr are attributed to a more lacustrine trend (e.g., carbonate precipitation from lake water). The increase in terrigenous material might be realised by two processes: fluvial or aeolian (e.g., Kylander et al., 2011; Haberzettel et al., 2008). Based on the developed U-series age model these calculated ratios show several peaks which correlate relatively good with the time intervals of Heinrich Events (Hemming, 2004; Schmidt et al., 2012). Also the extended geochemical dataset supports the hypothesis of a correlation between Heinrich Events (now including HE 3) and our choosen proxies. Furthermore, one peak in our data might correlate with the Last Glacial Maximum interval (23-19 ka; Moreno et al., 2010). Hence, our ratios have been interpreted as proxy for glacial cold events, Heinrich events (HE 0-HE 5). If we consider that during Heinrich Events the Iberian climate was much colder and more arid (e.g., Combourieu-Nebout et al., 2002) the terrigenous input might be caused by deflation due to vegetational changes (e.g., Jalut et al., 2000) and intensified westerly winds which are influenced by the Northern Atlantic Oscillation (NAO; e.g., Cullen et al., 2001).

CONCLUSIONS

Reviewing the applied dating methods we conclude, that for Electron Spin Resonance (ESR) the signal was insufficient, for radiocarbon ages the unknown hard water effect caused uncertainty and tephra from the Late Pleistocene La Garrotxa volcanic episode was only used as additional indicator in the age control. Finally, we decided to use the U-series age model as most robust chronology for the record, due to the authigenic deposition, which makes secondary movement of Uranium unlikely.

The extended geochemical data which closes the gap for Heinrich Event 3 maintains our hypothesis, that the K/Ca ratio might be a proxy for short-term climatic fluctuations on the Iberian Peninsula during the last 60 ka. Hence, northeastern Spain seems to be affected by North Atlantic abrupt cold events during the last glacial.

OUTLOOK

For future work, first XRD and stable isotope analyses have been performed by the working group of Prof. Melanie Leng (University of Leicester) and the results look prosperous. The analyses of the entire sequence are in progress. Further more, a more than 20 m long section of the BAN II-sediment core has been sampled in u-channels and are under investigation by Dr Emma Tomlinson (Trinity College Dublin) for microtephra in order to create a robust tephrochronology.

ACKNOWLEDGEMENT

We express our gratitude to the anonymous reviewer for the comprehensive suggestions and look forward to a fruitful discussion.

REFERENCES

Abella, C., Montesinos, E., Turet, J. (1985). Colonization and dynamics of phototrophic bacteria in recently formed lagoon in Banyoles karstic area (Girona, Spain). *Scientia Gerundensis*, 1, 33-49.

Battarbee, R.W. (2000). Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. *Quaternary Science Reviews*, 19, 107-124.

Bischoff, J.L., Juliá, R., Shanks, W.C., Rosenbauer, R.J. (1994). Karstification without carbonic acid: bedrock dissolution by gypsum-driven dedolomitization. *Geology*, 22, 995-998.

Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G. (1997). A Pervasive Millenial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278, 1257-1266.

Cacho, I. (2002). Response of the Western Mediterranean Sea to rapid climatic variability during the last 50,000 years: a molecular biomarker approach. *Journal of Marine Systems*, 33-34, 253-272.

Canals, M., Got, H., Juliá, R., Serra, J. (1990). Solution-collapse depression and suspensates in the limnocrenic lake of Banyoles (NE Spain). *Earth Surface Processes and Landforms*, 15 (3), 243-254.

Cebriá, J.M., López-Ruiz, J., Doblas, M., Hertogen, J., Benito, R. (2000). Geochemistry of the Quaternary alkali basalts of Garrotxa (NE Volcanic Province, Spain): a case of double enrichment of the mantle lithosphere. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 217-235.

Combourieu-Nebout, N., Turon, J.L., Zahn, R., Capotondi, L., Londeix, L., Pahnke, K. (2002). Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 k.y. *Geological Society of America Bulletin*, 30 (10), 863–866.

Clavell, E. (1991). *Geologia del petrol de les conques Terciaries de Catalunya* (Ph.D thesis): University of Barcelona, Barcelona (Espana), 437p.

Cullen, H.M., D'Arrigo, R.D., Cook, E.R. (2001). Multiproxy reconstructions of the North Atlantic Oscillation. *Paleoceanography*, 16 (1), 27-39.

Goula, X., Olivera, C., Fleta, J., Grellet, B., Lindo, R., Rivera, L.A., Cisternas, A., Carbon, D. (1999). Present and recent stress regime in the eastern part of the Pyrenees. Tectonophysics, 308, 487-502.

Gutiérrez, F., Ortí, F., Gutiérrez, M., Pérez-González, A., Benito, G., Gracia, F.J., Durán, J.J. (2002). Paleosusidence and active subsidence due to evaporate dissolution in Spain. *Carbonates and Evaporites*, 17 (2), 121-133.

Haberzettl, T., Kück, B., Wulf, S., Anselmetti, F., Ariztegui, D., Corbella, H., Fey, M., Janssen, S., Lücke, A., Mayr, C., Ohlendorf, C., Schäbitz, F., Schleser, G.H., Wille, M., Zolitschka, B. (2008). Hydrological variability in southeastern Patagonia and explosive volcanic activity in the southern Andean Cordillera during Oxygen Isotope Stage 3 and the Holocene inferred from lake sediments of Laguna Potrok Aike, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259, 213–229.

Hemming, S.R. (2004). Heinrich events: massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Review of Geophysics*, 42, 1–43.

Höbig, N., Weber, M.E., Kehl, M., Weniger, G-C., Julià, R., Melles, M., Fülöp, R.-H., Vogel, H., Reicherter, K. (2012). Lake Banyoles (northeastern Spain): A Last Glacial to Holocene multi-proxy study with regard to environmental and human occupation. *Quaternary International*, 274, 205-218.

Jalut, G., Amat, A.E., Bonnet, L., Gauquelin, T., Fontugne, M. (2000). Holocene climate changes in the Western Mediterranean, from south-east France to south-east Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 160, 255-290.

Juliá, R. (1980). *La conca lacustre de Banyoles-Besalú*. Centre d'Estudis Comarcals de Banyoles, Banyoles, Espana.

Kylander, M., Ampel, L., Wohlfahrt, B., Veres, D. (2011). High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies. *Journal of Quaternary Science*, 26, 109–117.

Moreno, A., González-Sampériz, P., Morellón, M., Valero-Garcés, B.L., Fletcher, W.J. (2012). Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the last glacial cycle: A view from lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews*, 36, 139-153.

Moreno, A., Stoll, H., Jiménez-Sánchez, M., Cacho, I., Valero-Garcés, B., Ito, E., Edwards, R.L. (2010). A speleothem record of glacial (25-11.6 ka) rapid climatic changes from northern Iberian Peninsula. Global and Planetary Change, 71, 218-231.

Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimlat, J.O., Sánchez-Goni, M.F., Shackleton, N., Sierro, F.J. (2005). Links between marine and atmospheric processes oscillating on a millennial time-scale. A multi-proxy study of the last 50,000 yr from the Alboran Sea (Western Mediterranean Sea) *Quaternary Science Reviews*, 24, 1623-1636.

Moreno-Amich, R. & Garcia-Berthou, E. (1989). A new bathymetric map based on echo-sounding and morphometrical characterization of the Lake Banyoles (NE-Spain). *Hydrobiologia*, 185, 83-90.

Pérez-Obiol, R. & Juliá, R. (1994). Climatic change on the Iberian Peninsula recorded in 30,000-yr pollen record from Lake Banyoles. *Quaternary Research*, 41, 91-98.

Rasmussen, S.O., Selerstad, I.K., Andersen, K.K., Bigler, M., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., (2008). Synchronization of the NGRIP, GRIP, and GISP2 ice cores across MIS 2 and palaeoclimatic implications. *Quaternary Science Reviews*, 27 (1–2), 18–28. doi:10.1016/j.quascirev.2007.01.016.

Schmidt, I.; Bradtmöller, M.; Kehl, M.; Pastoors, A.; Tafelmaier, Y.; Weninger, B. & Weniger, G.-C. (2012). Rapid climate change and variability of settlement patterns in Iberia during the Late Pleistocene. *Quaternary International*, 274, 179-204.

Schröder, T., Höbig, N., Reicherter, K., 2013. This volume.

Vogel, H., Rosén, P., Wagner, B., Melles, M., Persson, P. (2008). Fourier Transform Infrared Spectroscopy, a new cost-effective tool for quantitative analysis of biogeochemical properties in long sediment records. *Journal of Paleolimnology*, 40 (2), 689-702.

Weber, M.E., Niessen, F., Kuhn, G., Wiedicke, M. (1997). Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a multi-sensor core logger. *Marine Geology*, 136, 151-172.

CARACTERIZACIÓN MORFOLÓGICA DE GRANOS DE ARENA PARA LA IDENTIFICACIÓN DE MEDIOS SEDIMENTARIOS. UTILIDAD DE LA TÉCNICA MALVERN MORPHOLOGIG3.

I. Campaña (1), A. Pérez-González (1), A. Benito-Calvo (1).

(1) Centro Nacional de Investigación Sobre Evolución Humana (CENIEH), Paseo de la Sierra de Atapuerca s/n, 09002 Burgos, España.

Abstract (title of contribution): *The use of grain-shape as transport indicator has been usually limited by two problems: the unbiased and correct measurement of the grain morphology and the statistically representative sample quantities. Malvern MorphologiG3 is a new technique that allows quantification and morphological analysis of a population of particles that range between 2000 and 2 µm, being able to analyze more than 1000 particle per hour.*
This paper seeks to highlight the MorphologiG3 Malvern technique and evaluate its potential for the identification of sedimentary environments from the study of the morphology of sand. For this, we analyzed a set of samples of known sedimentary environments and compared the obtained results.

Palabras clave: Forma de partículas, Medios sedimentarios, Malvern MorphologiG3.
Key words*: Particle-shape, Sedimentary environments, Malvern MorphologiG3*

INTRODUCCIÓN

La forma de una partícula sedimentaria es el resultado de diferentes factores: la litología de la partícula, su forma inicial, el tipo de transporte sufrido, el intervalo de tiempo que ha sido transportado y la distancia. El redondeamiento de una partícula es la suma de su historia abrasiva (Pettijohn, 1952), y por tanto, el estudio de la forma de una partícula nos puede proporcionar información sobre el tipo de transporte que ha sufrido.

En la bibliografía que discute los parámetros morfológicos más importantes para medir la forma de una partícula y sus implicaciones como indicadores del medio sedimentario (Behera et al., 2003; Benn and Ballantyne, 1993; Blott y Pye, 2008; Oakley et al., 2005; Patro y Sahu, 1977, 1974), la dificultad para aplicar esta técnica radica en, por un lado, conseguir mediciones objetivas, sistemáticas y correctas de la morfología externa de las partículas y, por otro lado, en medir suficientes partículas por muestra de manera que sea una cantidad representativa.

El Malvern MorphologiG3 es un instrumento que permite la cuantificación y el análisis de la morfología de una muestra de partículas que oscilen entre 2000 y 2 µm. Dispone de una unidad de dispersión por aire comprimido que consigue distribuir las partículas de manera uniforme sobre una platina, posibilitando el análisis de la imagen de una gran cantidad de partículas por muestra. El uso de este instrumento no es conocido en el campo de las ciencias del Cuaternario. La búsqueda de referencias en revistas del Cuaternario o sedimentarias en las bases de datos bibliográficas más conocidas (SCOPUS, Science Direct) no muestran ningún resultado.

En este trabajo se pretende mostrar el potencial de la técnica para estudios sedimentológicos, aplicado a un yacimiento paleo-arqueológico cuaternario. Para ello, se analizarán muestras del yacimiento de Gran Dolina (Sierra de Atapuerca, Burgos) y muestras de medios sedimentarios conocidos que servirán de referencia.

METODOLOGÍA

Se han usado para este trabajo 32 muestras diferentes agrupadas en seis medios sedimentarios diferentes (Tabla 1). Tres de estos medios sedimentarios corresponden a procesos que se pueden observar en la Sierra de Atapuerca y en sus yacimientos paleo-arqueológicos. Se ha recogido muestra de suelos formados por disolución de la caliza (*terra rossa)*; sedimentos arenosos autóctonos de interior de cueva, y matriz de *debris flow* preservados en el yacimiento de Gran Dolina. Estas muestras fueron tomadas de manera sistemática en zonas donde se encontraba bien representado el proceso sedimentario. Por otro lado, se recogieron muestras en medios sedimentarios conocidos para poder caracterizarlas y tener resultados de referencia. Se ha recogido como mínimo cuatro muestras por medio sedimentario que sirve a los propósitos preliminares de este trabajo.

El funcionamiento de Malvern MorphologiG3 consiste en la toma de imágenes de una muestra dispersada en seco sobre una platina. A partir de estas imágenes calcula el límite de cada grano y hace medidas lineales (longitud, anchura, perímetro…), de área (Área, número de píxeles) y contraste de grises (Intensidad media, desviación de intensidad). Luego, con estos valores se calcula varios índices morfológicos que expresan la forma de una partícula. El Malvern MorphologiG3 calcula varios índices que, en realidad, expresan el mismo aspecto morfológico, creando información redundante. Por ello, se ha hecho una selección entre aquellos índices que aportan más información y son independientes entre sí.

HS Circularidad

La HS Circularidad o Circularidad es la medida de semejanza con un círculo perfecto. Así, un círculo perfecto tendrá un valor de 1, y con mayor sea su diferencia más se acercará el valor a 0. Sin embargo, este parámetro no diferencia entre un grano muy alargado y pulido, de otro circular y rugoso; ambos pueden tener el mismo valor de circularidad.

Convexidad
La convexidad es un valor para medir la rugosidad de los granos. Es independiente de la forma que tengan. Los valores van desde 1 para la una forma pulida, hasta el 0 para una forma muy rugosa.

Relación de aspecto
La relación de aspecto es la relación entre los dos ejes principales. Es indiferente a la rugosidad o angulosidad del grano. El círculo o el cuadrado tienen un valor de 1, disminuyendo el valor hasta 0 con más alargado sea el grano.

Intensidad media
La intensidad es el valor de gris del pixel, con un rango desde 0 para el negro y 255 para el blanco. Cómo la luz es diascópica, este parámetro mide la transparencia del grano.

Cada muestra ha sido dividida en tres fracciones: 125-63, 250-125 y 500-250 micras. Se ha usado para cada fracción una configuración diferente del instrumento (Tabla 2).

DATOS
Se ha calculado el valor medio de cada índice morfológico en cada uno de los medios sedimentarios a partir de los resultados individuales de cada muestra (Tablas 3, 4 y 5).

La fracción de 500-250 micras es la muestra de mayor tamaño de partículas analizada. En ella se observa claramente valores mayores que en el resto de fracciones analizadas y una mayor diferencia entre cada una de las facies sedimentarias que permite discriminar con mayor facilidad entre ellas. Los mayores valores de los índices morfológicos de Circularidad y Convexidad aparecen en las muestras de origen eólico, con valores entre 0,897 y 0,868 para la Circularidad y entre 0,99 y 0,986 para la Convexidad. A excepción de una muestra de playa, ninguna otra muestra tiene valores que se encuentren en esos rangos. Los valores más bajos de estos índices morfológicos aparecen en los sedimentos fluviales y las facies arenosas de interior de cueva. Los valores de circularidad y convexidad siguen un patrón similar, pero la Relación de aspecto obtiene resultados diferentes y más similares entre cada medio. En este aspecto son destacables los bajos valores de los sedimentos de *debris flow*. La intensidad media en todas las muestras es muy similar, exceptuando las facies eólicas, donde el valor es significativamente mayor.

La fracción de 250-125 micras tiene un comportamiento similar a la fracción superior, se acentúa la semejanza entre las facies fluviales y las facies arenosas de interior de cueva y los valores mayores de circularidad y convexidad siguen correspondiendo a las muestras eólicas. En estos tamaños de partícula la intensidad media varía mucho de valores, principalmente en los medios eólicos y fluviales donde hay diferencias del orden de 10 entre el mayor valor medio y el menor. Aún así, es importante señalar la semejanza de los valores de intensidad entre la *terra rossa* y el *debris flow*.

En la fracción de menor tamaño (125-63 micras) los valores son menores y muestran menos disparidad. Los sedimentos de origen eólico siguen siendo las partículas con mayor circularidad y convexidad, pero ahora sus valores están muy próximos a los observados para los sedimentos de terra rossa y debris flow, especialmente en convexidad donde se pueden agrupar las muestras analizadas en dos grupos. Los sedimentos de playa obtienen valores muy bajos de Relación de aspecto en este tamaño de partículas. Las muestras procedentes de la Sierra de Atapuerca (*terra rossa*, facies de interior y *debris flow*) tienen los mayores valores de intensidad media en esta fracción, siguiendo las muestras de playa con el menor valor.

En general, las muestras eólicas son las que presentan mayores valores de Circularidad y Convexidad; las muestras de playa se caracteriza por sus bajos valores de Relación de aspecto; la *terra rossa* y los *debris flow* tienen valores similares de igual modo que facies de interior de cueva y las facies fluviales.

INTERPRETACIÓN
La Circularidad, Convexidad y Relación de aspecto son tres índices morfológicos que miden tres características diferentes de la forma de una partícula, y por tanto el uso de los tres valores para discriminar entre medios sedimentarios es complementario. Dentro de nuestro estudio los valores de Circularidad y Convexidad parecen diferenciar mejor nuestras muestras, aunque es más dependiente del tamaño de las partículas. Por otro lado la Relación de aspecto parece más independiente al tamaño y en este estudio discrimina los sedimentos de playa, pero la observación bajo el microscopio ha mostrado en estas arenas una proporción importante de bio-clastos alargados, que son la responsable del bajo valor de Relación de aspecto, indicando que esos valores no se deben al transporte del material, sino a su naturaleza.

La intensidad media es el único parámetro no morfológico usado. Nos da información acerca de la transparencia de las poblaciones de granos. Esto puede estar relacionado con la mineralogía de cada población, pero también puede deberse a una abrasión y erosión de la superficie de los granos, que aumentaría su opacidad. En nuestro caso la intensidad media es independiente a los índices de morfología, lo que parece indicar que, de manera particular con nuestras muestras, solo está delimitado por la mineralogía de las partículas.

Los sedimentos de *terra rossa* y *debris flow* muestran resultados muy similares en todos los valores analizados y en todos los tamaños de partícula. Las arenas de *debris flow* usadas son del yacimiento arqueo-paleontológico de Gran Dolina, localizada en la Sierra de Atapuerca. Los datos obtenidos con el Malvern MorphologiG3 nos indican que la matriz de los *debris flow* de Gran Dolina tiene su origen en los suelos de *terra rossa* formados en la Sierra de Atapuerca.

Las facies de interior de cueva que se han analizado corresponden a arenas acumuladas dentro de la cavidad. Se parte de la hipótesis que su acumulación se debe a un arrastre hídrico similar al que pueden sufrir sedimentos fluviales. La semejanza en los valores

morfológicos entre ambos medios sedimentarios refuerza esta hipótesis.

CONCLUSIONES

Los índices morfológicos usados nos permite ver que:

- Los sedimentos eólicos tienen valores de Circularidad y Convexidad muy altos, que los diferencia muy bien del resto de medios sedimentarios.
- Los sedimentos fluviales tienen valores de Circularidad bajos, por debajo de 0.8 en la mayoría de los casos y con valores similares en todos los tamaños de partícula.
- Los sedimentos de playa tienen valores intermedios de Circularidad y valores altos de Convexidad, pero sin llegar al rango de las facies eólicas. Los bajos valores de Relación de Aspecto en los tamaños de partícula menores se explican por la presencia de bio-clastos.
- Las muestras de *terra rossa y debris flow* presentan los mismos valores respaldando la explicación de la *terra rossa* como área fuente de la matriz incluida dentro de los sedimentos del yacimiento de Gran Dolina.
- Las arenas de interior de cueva tienen valores similares a las facies fluviales denotando un mismo proceso sedimentario de acumulación.

El Malvern MorphologiG3 se ha mostrado como una técnica de análisis de imagen rápida y útil para discriminar entre diferentes medios sedimentarios y su uso nos ha permitido resolver problemas de procedencia de sedimentos en nuestras muestras.

TABLAS DE DATOS

Nombre	Procedencia	Descripción
100-6	Argelia	Eólico
800-2	Argelia	Eólico
EOPIN1	Valladolid	Eólico
ER-1206	Argelia	Eólico
AZN 35	Terraza Arlanzón	Fluvial
AZN 50	Terraza Arlanzón	Fluvial
AZN 60	Terraza Arlanzón	Fluvial
BUID52	Bureba	Fluvial
BUID66-2	Bureba	Fluvial
BUID77	Bureba	Fluvial
BUID96-1	Bureba	Fluvial
BUID103	Bureba	Fluvial
ALM 0	Almería	Playa
ALM 1	Almería	Playa
ALM 2	Almería	Playa
ER-1207	Argelia	Playa
0Q1	S. de Atapuerca	Terra Rossa
OR2	S. de Atapuerca	Terra Rossa
OR3	S. de Atapuerca	Terra Rossa
MS8-TD11	Gran Dolina	Terra Rossa
MS10-TD11	Gran Dolina	Terra Rossa
VH1	S. de Atapuerca	Terra Rossa
VH2	S. de Atapuerca	Terra Rossa
VH3	S. de Atapuerca	Terra Rossa
Tres Simas	Tres Simas centro	I
G1-1 Zarpazos	Zarpazos	I
G1-2 Zarpazos	Zarpazos	I
TD6.3c D1	Gran Dolina	DF
TD6.3c D4	Gran Dolina	DF
MS11-T10.1	Gran Dolina	DF
MS5-T10.2	Gran Dolina	DF
MS6-T10.3	Gran Dolina	DF

Tabla 1: Relación de muestras usadas. I: Facies de interior de cueva. DF: Debris Flow.

	125-63	**250-125**	**500-250**
MD	11mm^3	19mm^3	38mm^3
Óptica	10x	5x	2.5x
Superficie	926mm^2	2321mm^2	4246mm^2
Tiempo	60 min	40 min	30 min
Luz	D	D	D
Nº part	1203	888	410

Tabla 2: Configuración del Malvern MorphologiG3 según la fracción analizada. MD: Cantidad de material dispersado en volumen. D: Luz diascópica, Nº part: Nº medio de partículas analizadas en cada muestra.

500-250	**HSC**	**Con**	**RA**	**Int M**
Eólico	0.880	0.987	0.793	31.595
Fluvial	0.793	0.959	0.765	22.088
Playa	0.817	0.971	0.76	21.732
Terra rossa	0.810	0.965	0.770	24.178
I	0.768	0.948	0.771	24.437
DF	0.816	0.969	0.758	24.415

Tabla 3: Valores medios de los parámetros considerados para la fracción 500-250 µm. HSC: HS Circularidad. Con: Convexidad. RA: Relación de aspecto. Int M: Intensidad Media. I: Facies de interior de cueva. DF: Debris Flow.

250-125	**HSC**	**Con**	**RA**	**Int M**
Eólico	0.861	0.982	0.770	33.725
Fluvial	0.785	0.957	0.755	26.068
Playa	0.803	0.97	0.724	24.6
Terra rossa	0.800	0.964	0.763	30.802
I	0.779	0.956	0.754	28.418
DF	0.806	0.968	0.751	31.205

Tabla 4: Valores medios de los parámetros considerados para la fracción 250-125 µm. HSC: HS Circularidad. Con: Convexidad. RA: Relación de aspecto. Int M: Intensidad Media. I: Facies de interior de cueva. DF: Debris Flow.

125-63	**HSC**	**Con**	**RA**	**Int M**
Eólico	0.807	0.956	0.743	35.34
Fluvial	0.778	0.947	0.745	32.652
Playa	0.740	0.943	0.696	30.666
Terra rossa	0.792	0.955	0.766	43.652
I	0.760	0.942	0.753	41.193
DF	0.784	0.955	0.754	42.347

Tabla 5: Valores medios de los parámetros considerados para la fracción 125-63 µm. HSC: HS Circularidad. Con: Convexidad. RA: Relación de aspecto. Int M: Intensidad Media. I: Facies de interior de cueva. DF: Debris Flow.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido realizado gracias a los fondos de ayuda aportados por el Proyecto de Investigación CGL2009-12703-C03-01/BTE y CGL2012-38434-C03-02, y al

proyecto CEN001B10-2 de la Junta de Castilla y León. El primer autor está becado por la Fundación Atapuerca.

Referencias bibliográficas

Behera, B.K., Sahu, B.K., Bagchi, J. (2003). Factor analysis of sphericity and roundness statistics and correspondence analysis of size statistics of the sediments of Gujarat Coast. *J. Geol. Soc. India*, 62, 51–62.

Benn, D.I., Ballantyne, C.K., (1993). The description and representation of particle shape. *Earth Surf. Process. Landforms*, 18, 665–672.

Blott, S.J., Pye, K., (2008). Particle shape: A review and new methods of characterization and classification. *Sedimentology*, 55, 31–63.

Oakley, R.J., Green, M., Carling, P.A., Lee, M.W.E., Sear, D.A., Warburton, J., (2005). Grain-shape analysis - a new method for determining representative particle shapes for populations of natural grains. *J. Sediment. Res.*, 75, 1065–1073.

Patro, B.C., Sahu, B.K., (1974). Factor analysis of sphericity and roundness data of clastic quartz grains: Environmental significance. *Sediment. Geol.*, 11, 59–78.

Patro, B.C., Sahu, B.K., (1977). Discriminant analysis of sphericity and roundness data of clastic quartz grains in rivers, beaches and dunes. *Sediment. Geol.*, 19, 301–311.

Pettijohn, F.J., (1952). *Sedimentary rocks,* 2ed. Harper, New York,N.Y.

MORPHO-SEDIMENTARY EVIDENCE OF HOLOCENE TSUNAMIS IN SOUTHWESTERN SPANISH ESTUARIES: A SUMMARY

F. Ruiz (1), M. Abad (1), J. Rodríguez-Vidal (1), L.M. Cáceres (1), M.I. Carretero (2), M. Pozo (3), F. Gómez-Toscano (4), T. Izquierdo (5), E. Font (6), L. Guerra (7), C. Veiga-Pires (7)

(1) Departamento de Geodinámica y Paleontología, Campus del Carmen, Universidad de Huelva, 21071 Huelva, Spain. manuel.abad@dgyp.uhu.es
(2) Departamento de Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola, Universidad de Sevilla, 41071 Sevilla, Spain
(3) Departamento de Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid, Madrid, Spain
(4) Departamento de Historia I, Campus del Carmen, Universidad de Huelva, 21071 Huelva, Spain
(5) Grupo Paleontología y Ecología Aplicadas, Campus del Carmen, Universidad de Huelva, 21071 Huelva, Spain
(6) IDL-FCUL, Facultad de de Ciencias de Lisboa. Campo Grande, 1749-016 Lisboa, Portugal
(7) CIMA-FCT, Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, 8005-139 Faro, Portugal.

Resumen (Evidencias morfosedimentarias de tsunamis holocenos en los estuarios del Suroeste de España): *Los estuarios constituyen sistemas costeros excelentes para registrar tsunamis a través de un amplio tipo de evidencias geológicas. Este trabajo revisa y resume las evidencias de tsunamis prehistóricos e históricos en los cuatro principales estuarios del suroeste de España. Las más frecuentes son erosión de playas y retroceso del litoral, ruptura y desbordamiento de flechas arenosas y depósito de capas bioclásticas. En la actualidad, estas características se encuentran particularmente bien estudiadas en los estuarios del Tinto-Odiel, Guadalquivir y Guadalete, mientras que son necesarios trabajos más detallados en el sector de influencia marina del estuario del Río Guadiana.*

Palabras clave: Geomorfología, tsunami, estuario, SO España
Key words*: Geomorphology, tsunami, estuary, SW Spain*

INTRODUCTION

In recent years, numerous researches have focused on the geomorphic evidence of the 2004 Indian Ocean tsunami along the coasts of Indonesia, Thailand, India or Sri Lanka. These imprints include the formation of new inlets and the breaching of barrier islands, extensive erosion in river mouths and tidal channels, return channels or area reduction in reef islands (e.g., Kench et al., 2008). In this sense, the post-tsunami effects have been extensively analyzed comparing pre- and post-tsunami data and satellite imagery in order to calculate coastal recovery (Liew et al., 2010) or bathymetric changes in the nearshore zone. The general conclusion is that this event caused a strong geomorphic crisis, which played a determinant role in the afterwards development of these areas. Lessons from this tsunami applied to the geological record have resulted in interesting findings. In this paper, we summarize the main geomorphological imprints of Holocene tsunamis in four estuaries of southwestern Spain.

STUDY AREA

In the southwestern Spanish coast (Fig. 1), five main estuaries may be differentiated on a clastic Plio–Pleistocene substrate: (1) Guadiana Estuary, composed by a main channel (5–15 m depth) and the so-called Carreras subsystem, characterized by marsh deposits protected by sandy barriers and separated by distributary channels; (2) Piedras Estuary, a small bar-built estuary protected by an elongated spit near the mouth; (3) Tinto-Odiel Estuary, with a marine sector constituted by a braided channel system that separate salt-marsh deposits; (4) Guadalquivir Estuary, partially closed by two spits (Doñana and La Algaida) that protect the Doñana National Park, a Biosphere Reserve (>50,000 ha) with a complex sedimentary record from the Lower Pliocene to the Late Holocene; and (5) the wave-dominated Guadalete Estuary, roughly circular and separated from the sea by a complex sedimentary spit (Dabrio et al., 2000). These and other minor estuaries are separated by sandy beaches and Pleistocene cliffs in interfluvial areas. In this work, we focus in the analysis of the main four, i.e. Guadiana, Tinto-Odiel, Guadalquivir and Guadalete estuaries.

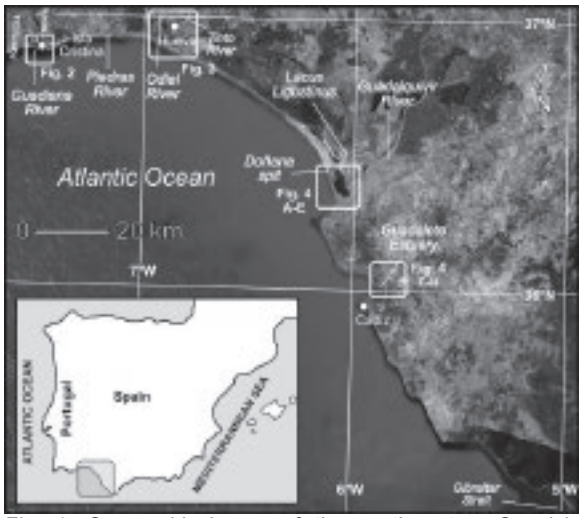


Fig. 1: Geographical map of the southwestern Spanish coast, with location of the four estuaries studied.

From a tectonic point of view, the southwestern coast of Spain is located near the Africa-Eurasia plate boundary. This tectonic boundary extends from the Azores archipelago to the Gibraltar Strait, with a complex interplate domain characterized by different ridges, seamounts (e.g. Gorringe Bank) and depressions (e.g. Horseshoe abyssal plain). This boundary is the source area of different magnitude earthquakes, some of them tsunami-causing, during pre-historical and historical times (Campos, 1992).

Sixteen tsunamis have been recorded during the last 2300 years (Campos, 1991) including the Great Lisbon earthquake (MSK intensity: VIII–IX; Mw: 8.5±0.3; Solares and Arroyo, 2004) and tsunami (run-up: 3–15 m asl; Lima et al., 2010) of AD 1755, one of the most devastating phenomena ever occurred in this area.

METHODOLOGY

Numerous historical maps and references were reviewed to deduce the palaeogeographical changes derived from the AD 1755 tsunami, with special attention to the Guadiana River mouth. These maps were selected from the General Archives of Seville and Simancas (Spain). In addition, the available literature on tsunamis affecting southwestern Spain and Portugal was analyzed.

GEOMORPHOLOGICAL IMPRINTS OF PAST TSUNAMIS: HUMAN IMPLICATIONS

- Guadiana River mouth: at present, the main channel of the Guadiana River marks the border between Spain and Portugal, as happened in 1750 (Vaugondy and Vaugondy, 1750) (Fig. 2). In the Portuguese bank, a large spit with a long jetty protects the town of Vila Real do Santo Antonio. In the Spanish side, the Carreras subsystem presents several elongated, sandy barriers that protect numerous marsh bodies crossed by a main channel (Carreras Channel) and numerous distributaries and ebb-tide channels. This general pattern is derived from a progressive infilling of the innermost areas due to the growing of an initial barrier-island system in a W–E direction during the last 3000 years (Morales, 1997).

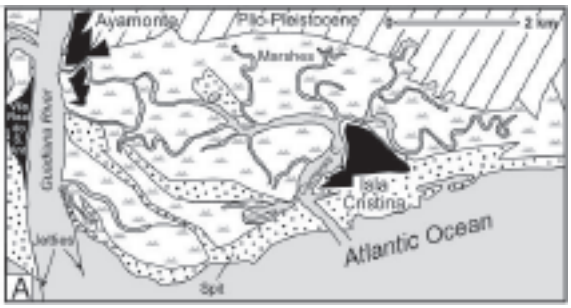


Fig. 2: Main geomorphological features of the Guadiana River mouth (Morales, 1997).

Available historical maps only provide a general perspective on the geomorphological effects of the AD 1755 earthquake and tsunami (General Archive of Simancas). In the Guadiana River mouth, the old channel was partially filled, whereas a new channel was created on the Portuguese side (Gozálvez, 2002). These geomorphic changes might be due to the rupture of sand bars and spits on the Portuguese side, the subsequent sediment redistribution, and the emersion of new sand bars above the swash platform in the open intertidal zones close to the Carreras subsystem (see Morales et al., 2008 for a more detailed description of these beds in recent environments). Consequently, the geomorphic changes derived from this tsunami 'redrew' an international border.

In addition, this disaster caused more than 1000 fatalities in this area and the transfer of fishing activities in 1756 to the Higuerita Island, a more protected environment that coincides with the present-day Isla Cristina village (Fig. 1 in Gozálvez, 1988). Some channels located near this island were filled and several small islands disappeared (Ménanteau et al., 2006). In 1775, the external spits of the Carreras subsystem showed a remarkable expansion and the barrier island located on the western bank of the present-day Carreras channel was attached to the western spit. This growth was clearly controlled by the W–E littoral drift currents and the Guadiana sediment supplies, not repressed at this time.

- Tinto-Odiel Estuary: This estuary is a 25 km long incised valley underlain by Plio–Pleistocene marine and fluvial sediments (Fig. 3A). A cross-section of the outer zone shows two main sandy spits (Punta Umbria and Punta Arenilla) separated by the Saltés Island, an intermediate salt-marsh body that includes old spits. This central island delineates the deeper Padre Santo channel, which is the main passage to the Huelva harbour, and the narrower Punta Umbria channel (Fig. 3).

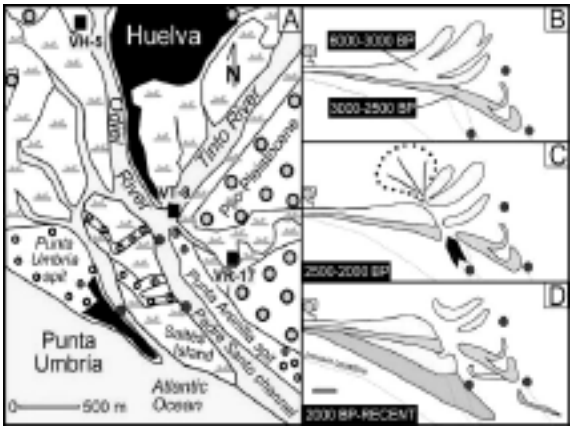


Fig. 3: A: Main geomorphic features of the Tinto-Odiel estuary. Dark grey circles: geographical references for Figs. 3 B-C-D. VH-5, VT-8, VR-18: selected sediment cores with tsunamigenic layers (Morales et al., 2008); B-C-D: geomorphological evolution of Punta Umbría spit during the last 6000 years (Rodríguez-Vidal, 1987).

In this estuary, the maximum of the Flandrian transgression (7000–6500 yr BP; Zazo et al., 1994) marked the beginning of key geomorphological structures (e.g. Punta Umbria spit) that help to understand its subsequent evolution. In an early stage (6000–2500 yr BP), the spit emerges and progrades southeastward with the progressive addition of attached beach berms (Fig. 3B). In this phase, several curved spits were created near the end of this main spit, the current Saltés Island. The intermediate stage (Fig. 3C: 2500–2000 yr BP) is characterized by the breakdown of this spit, with the generation of an inner washover fan and the appearance of the Punta Umbria inlet. These geomorphic changes could be induced by the 218–209 BC tsunami, the only high-energy event that occurred during this period (Lario et al., 2011). In a final stage (Fig. 3D; 2000 yr BP–Recent), the littoral drift currents caused the progradation of beaches

attached to the southeastern corner of the spit, whereas the tidal fluxes associated to the new inlet generated small spits linked to Saltés Island. These spits are partially preserved nowadays.

Other tsunamigenic imprints have been found in the innermost areas of this estuary. Numerous sediment cores collected across the different estuarine environments (marsh, channel margin, channel, spit) contain bioclastic layers with different ages agreeing with historical tsunamis (VH-5: 218–209 BC tsunami; VT-8: AD 395 tsunami; VR-17: AD 1531 tsunami). These beds present an erosional base, a fining-upwards sequence and a mixing of both estuarine and marine faunas (Morales et al., 2008). The inner location of some of them (e.g. VH-5) indicates a complete propagation of the tsunami waves along the whole estuary during these events.

- Guadalquivir Estuary: The Guadalquivir River (560 km long) is partly blocked by the Doñana (Fig. 4A) and La Algaida sandy spits, resulting in a large estuary (1800 km^2). Four spit regional systems have been defined in the Holocene (H1: 6900–4500 cal. yr BP; H2: 4200–2600 cal. yr BP; H3: 2300–1100 cal. yr BP; H4: 1000 cal. yr BP to the Present) divided by erosional phases at 4500–4200 cal. yr BP, 2600–2300 cal. yr BP and 1100–1000 cal. yr BP (Zazo et al., 1994). The end of the intermediate erosional phase H2–H3 coincides with the 218–209 BC tsunami, which caused a strong geomorphological disturbance (Ruiz et al., 2004) in both former spits and the adjacent *Lacus Ligustinus*, a brackish lagoon detailed by the Roman chroniclers Strabo and Mela in the first historical descriptions of this estuary (García Bellido, 1987). Several geomorphological imprints are linked to this high-energy event:

a) Beach erosion and shoreline retreat in the external side of the Doñana spit, with the presence of a distinctive erosional surface along the southeastern part of this bed (Rodríguez-Ramirez et al., 1996).

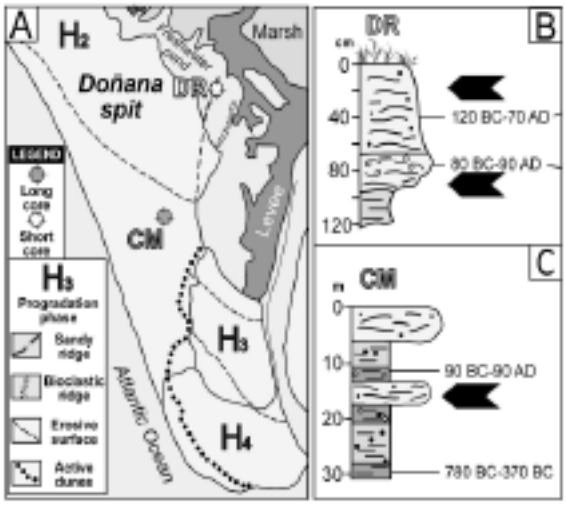


Fig. 4: A: Main geomorphological characteristics of the Doñana Spit bar at Guadalquivir river mouth. B: Lithological features of short sediment core DR, including the calibrated ages of two tsunamigenic layers (Ruiz et al., 2004). C: Lithological features of the long sediment core CM, including two calibrates ages (Rodríguez-Vidal et al., 2011).

b) Accumulation of bioclastic ridges along or very close to the lagoon margins (Fig 4B, lower arrow) by tsunami waves or post-tsunami tidal fluxes. These ridges were also deposited by this tsunami and other older high-energy events in the innermost areas of the lagoon (Pozo et al., 2010). They are elongated (3–6 km), with a narrow width (20–30 m) and thickness (0.5–0.7 m). These bioclastic silts and sands present an erosional base and a bimodal grain size distribution. Both macrofauna and microfauna include estuarine and marine, reworked species.

c) Deposit of reworked sandy ridges (Fig. 4B: upper arrow), derived from the direct erosion of the Doñana spit, a posterior tidal redistribution and the final deposit close to the *Lacus Ligustinus* margin. These spit-like beds are formed by fine to medium sands very rich in quartz, with very scarce fauna. Other sandy ridges have been observed in the northwestern part of the *Lacus Ligustinus*, with ages that coincide with oldest tsunamis and erosional phases. Both bioclastic and sandy ridges occupy the 'hills' (2–2.5 m above the marsh level; Ruiz et al., 2004) of this area. They remain emerged during the fluvial flood episodes suffered by the estuary, with the presence of numerous freshwater ponds so-called 'lucios'.

d) Deposit of subtidal sandy layers (Fig 4C: arrow) in infralittoral environments located near the lagoon mouth. These layers (>3 m thickness) present very similar features to the previous sandy ridges, indicating a common origin (e.g., the erosion of the Doñana spit).

e) The pre-218 BC eastern ridges of Doñana and La Algaida spit-barriers (Rodríguez-Vidal et al., 2011) were suddenly eroded by incoming tsunami waves and mainly by the backwash currents. This action created a channelled morphology, with small cliffs at right angles to the coastline, which are partially preserved today. Relict high-energy beaches were attached to the new cliff morphologies composed of fine sands with numerous bioclasts, rock fragments and pebbles.

f) The great sand barrier of Doñana protected the coastal and tidal lowlands from erosion, although the first line of foredune and former dune ridges were eroded. Accordingly, transgressive dunes were reactivated and migrated inland, toward the inner estuary, as large parabolic sand sheets.

g) The palaeogeographical and geomorphological reconstruction of the post-tsunami littoral landscape (Rodríguez-Vidal et al., 2011) coincides with the earliest historical description of the estuary, made by the Roman chronicler Strabo in his work Geographica, written between 29 and 7 years BC. The spit-barrier of La Algaida records the unique pre-Roman settlement (sanctuary) documented in this coastal area (7th–3rd centuries BC: Blanco and Corzo, 1983). This ancient settlement was abandoned approximately at the date of the tsunami, when this sandy barrier became an island (Rodríguez-Ramírez et al., 1996). Later, in the 1st century AD, and when the connection with the continent was re-established, the Romans installed a

saltworks on the eastern coast, sheltered from wave action (Esteve Guerrero, 1952).

- Guadalete Estuary: This estuary presents wide marsh bodies surrounded by Plio–Pleistocene marine and fluvial formations and protected by the Valdelagrana spit, a complex sedimentary system that includes three spit systems mentioned above (H2 to H4; Dabrio et al., 2000). Different geomorphological imprints of past tsunamis have been reported in this area (Fig. 5):

Fig. 5: Main geomorphological features of the Guadalete Estuary (Luque et al., 2002); SL: emerged trenchs or subtidal cores with tsunamigenic, shelly layers (data from Gutiérrez-Más, 2011).

a) Washover fans. These beds have limited length (350–400 m), width (200–300 m) and height (<4 m). The sedimentary units (<1.5 m thickness) are derived from the erosion of sandy spits and present a sharp, erosional contact with underlying flat facies (Luque, 2002). They are composed of yellow, poorly sorted coarse–medium sands with high percentages of quartz and bioclast fragments of molluscs, echinoids and briozoans. These washover fans were generated by the 218–209 BC and AD 1755 tsunamis.

b) Shelly sandy layers observed in both subtidal zones and emerged areas (Gutiérrez-Más, 2011). Biogenic clasts consist of bivalve shells (mainly *Glycymeris*), sometimes imbricated, with abrasion evidence, impact marks and dissolution. These medium to fine bioclastic sands are poorly sorted and can be arranged in surface bands (3–15 m long, 1–3 m wide). The application of new reservoir effect data (Soares, 2010) allow us to link most of these high-energy beds with prehistoric (~3.7–3.0 cal. kyr BP; Pozo et al., 2010) and historical tsunamis (AD 382–395).

c) Destruction of beaches connecting Cádiz with the mainland (Campos, 1992). The AD 1755 tsunami caused severe damages in this area, with run-ups up to 5 m (Blanc, 2008).

CONCLUSIONS

1) The southwestern Spanish estuaries are excellent geological reservoirs of both prehistoric and historical tsunamis, with a wide set of geomorphological imprints. The most frequent are beach erosion with shoreline retreat, breaking or overwash of sandy spits and deposition of bioclastic layers. At present, these features are particularly well studied in the Tinto-Odiel, Guadalquivir and Guadalete estuaries, whereas new studies are necessary in the marine domain of the Guadiana River.

2) In the last 4000 years, two historical tsunamis (218–209 BC and AD 1755) are revealed as extremely violent events and caused most of these geomorphological imprints. The geomorphological record of other probable local tsunamis (~4.0−3.8 cal. kyr BP, 3.2–3.0 cal. kyr BP, AD 382–395, AD 1531) is more restricted.

3) These two historical tsunamis caused substantial changes in the coastal settlements and their adjacent landscapes, with the creation of new waterways or the relocation of fishery activities. In addition, they clearly conditioned the further geographical development of these areas. In addition, the AD 1755 tsunami was likely accompanied by high mortality and injury among the exposed population. The economic impacts should have been also very important at the times.

ACKNOWLEDGMENTS

This research was funded by the Spanish–FEDER Projects CTM2006-06722/MAR, CGL2006-01412/BTE, CGL2010-15810/BTE, CGL2012-30875 and HAR2012-36008, an Excellence Project of the Andalusia Board (SEJ-4770) funded by EU, a Project funded by the FCT (PTDC/CTE-GIX/110205/2009) and three Research Groups of the Andalusia Board (RNM-238, RNM-293, and RNM-349). We thank reviewers and guest-editors for helpful comments

References

Blanc, P.L., (2008). The tsunami in Cádiz on 1 November 1755: a critical analysis of reports by Antonio de Ulloa and by Louis Godin. *Comptes Rendus Geoscience* 340, 251–261.

Blanco, A., Corzo, R., (1983). Monte Algaida. Un santuario púnico en la desembocadura del Guadalquivir. *Historia-1687*, 122–128.

Campos, M.L., (1991). Tsunami hazard on the Spanish coasts of the Iberian Peninsula. *Science of Tsunami Hazards* 9, 83–90.

Campos, M.L., (1992). *El riesgo de tsunamis en España. Análisis y valoración geográfica*. Monografías Instituto Geográfico Nacional vol. 9, Madrid.

Dabrio, C.J., Zazo, C., Goy, J.L., Sierro, F.J., Borja, F., Lario, J., González, J.A., Flores, J.A., (2000). Depositional history of estuarine infill during the last post-glacial transgression (Gulf of Cadiz, Southern Spain). *Marine Geology* 162, 381–404.

Esteve Guerrero, M., (1952). Sanlúcar de Barrameda (Cádiz): fábrica de salazón romana en La Algaida. *Noticiario Arqueológico Hispánico* 1–3, 126–133

García-Bellido, A., (1987). *La España del siglo primero de nuestra era (según P. Mela y C. Plinio)*. Colección Austral, Espasa Calpe, Madrid.

General Archive de Sevilla, (1775). *Plano de la desembocadura del río Guadiana*.

General Archive of Simancas (sin fecha conocida). *Mapas, Planos y Documentos*, XIX-24.

Gozálvez, J.L., (1988). *Los orígenes de Isla Cristina. El impulso pesquero*. Ilmo. Ayuntamiento de Isla Cristina.

Gozálvez, J.L., (2002). Un ensayo de reconstrucción de la línea de costa histórica: Ayamonte, siglos XVII–XX. VI *Jornadas de Historia de Ayamonte*, 51–82.

Gutiérrez-Más, J.M., (2011). *Glycymeris* shell accumulations as indicators of recent sea-level changes and high-energy events in Cádiz Bay (SW Spain). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 92, 546–554.

Kench, P.S., Nichol, S.L., Smithers, S.G., McLean, R.F., Brander, R.W., (2008). Tsunami as agents of geomorphic change in mid-ocean reef islands. *Geomorphology* 95, 361–383.

Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L., Silva, P.G., Bardají, T., Cabero, A., Dabrio, C.J., (2011). Holocene palaeotsunami catalogue of SW Iberia. *Quaternary International* 242, 196–209.

Liew, S.C., Gupta, A., Wong, P.P., Kwoh, L.K., (2010). Recovery from a large tsunami mapped over time: The Aceh coast, Sumatra. *Geomorphology* 114, 520–529.

Lima, V.V., Miranda, J.M., Baptista, M.A., Catalao, J., González, M., Otero, L., Olabarrieta, M., Álvarez-Gómez, J.A., Carreño, E., (2010). Impact of a 1755-like tsunami in Huelva, Spain. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 10, 139–148.

Luque, L., (2002). *Cambios en los palaeoambientes costeros del sur de la Península Ibérica (España) durante el Holoceno*. Ph.D.Thesis. Univ. Complutense de Madrid, 390 pp.

Ménanteau, L., Chadenas, C., Choblet, C., (2006). Les marais du Bas-Guadiana (Algarve, Andalousie): empreise, déprise et reprise humaines. *Aestuaria* 9, 309–331.

Morales, J.A., (1997). Evolution and facies architecture of the mesotidal Guadiana River delta (SW Spain–Portugal). *Marine Geology* 138, 127–148.

Morales, J.A., Borrego, J., San Miguel, E.G., López-González, N., Carro, B., (2008). Sedimentary record of recent tsunamis in the Huelva Estuary (Southwestern Spain). *Quaternary Science Reviews* 27, 734–746.

Pozo, M., Ruiz, F., Carretero, M.I., Rodríguez Vidal, J., Cáceres, L.M., Abad, M., González-Regalado, M.L., (2010). Mineralogical assemblages, geochemistry and fossil associations of Pleistocene–Holocene complex siliciclastic deposits from the Southwestern Doñana National Park (SW Spain): A palaeoenvironmental approach. *Sedimentary Geology* 225, 1–18.

Rodríguez-Ramírez, A., Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M., Clemente, L., Belluomini, G., Manfra, L., Improta, S., de Andrés, J.R., (1996). Recent coastal evolution of the Doñana National Park (SW Spain). *Quaternary Science Reviews* 15, 803–809.

Rodríguez-Vidal, J., (1987). Modelo de evolución geomorfológica de la flecha litoral de Punta Umbría, Huelva, España. *Cuaternario y Geomorfología* 1, 247–256.

Rodríguez-Vidal, J., Ruiz, F., Cáceres, L. M., Abad, M., González-Regalado, M. L., Pozo, M., Carretero, M. I., Monge, A. M., Gómez, F., (2011). Geomarkers of the 218–209 BC Atlantic tsunami in the Roman Lacus Ligustinus (SW Spain): A palaeogeographical approach. *Quaternary International* 242, 201–212.

Ruiz, F., Rodríguez Ramírez, A., Cáceres, L.M., Rodríguez-Vidal, J., Carretero, M.L., Clemente, L., Muñoz, J.M., Yáñez, C., Abad, M., (2004). Late Holocene evolution of the southwestern Doñana National Park (Guadalquivir Estuary, SW Spain): a multivariate approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 204, 47–64.

Soares, A.A.M., (2010). Comment of 'Formation of chenier plain of the Doñana marshland (SW Spain): Observations and geomorphic model' by A. Rodríguez Ramírez and C.M. Yáñez Camacho [Marine Geology 254, 187–196]. *Marine Geology* 275, 287–289.

Solares, J.M.M., Arroyo, A.L., (2004). The great historical 1755 earthquake. Effects and damage in Spain. *Journal of Seismology* 8, 275–294.

Vaugondy, R., Vaugondy, R., (1750). *Atlas Universel. Boudet Libraire Imprimeur du Roi, Paris*.

Zazo, C., Goy, J.L., Somoza, L., Dabrio, C.J., Belluomini, G., Improta, S., Lario, J., Bardaji, T., Silva, P.G., (1994). Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic–Mediterranean linkage coast. *Journal of Coastal Research* 10, 933–945.

LAND RECLAMATION IN THE MANGANESE ORE MINING BASIN IN UKRAINE

M. Kharytonov (1), J.M.Recio Espejo (1 y 2)

(1). Ecology & Environment Protection dept., Dnipropetrovsk State Agrarian University, Voroshilov st.25, Dnipropetrovsk, 49600, Ukraine, nick-nick@mail.ru
(2). Ecology Dept., University of Cordoba. Spain, bv1reesj@uco.es

Abstract.*The rocks of the Nikopol manganese ore basin in the southeast part of Ukraine are presented the holocene, postpliocene, neogen and paleogen deposits. Taken on day surface they are problem for environment management for the future. The reclamation of disturbed land is conducted in one technological cycle with the process of manganese ore mining. The soil mass is taken off, piled up and heaped onto the land after the rock has been replaced. The effectiveness of different models of land reclamation and heavy metals migration through rock-soil-plant system was researched. It was established the rocks getting on the day surface after manganese ore mining and plant melioration stages pass in other geochemical conditions and change their physical-chemical properties. The physical-chemical investigation of the organic substances formation particularities were done. It is determined the humic asids level is dicreased according to black soil to 10 times. It was established also, phytomeliorated rocks had the differences in a low correlation of the humic and fulvoacids (0.2-0.5).20 year rocks plant melioration led to humus rising 5-8 times.*

Palabras clave: *recuperación* del suelo, fito mejoramiento del terreno, calidad del *humus*
Key words: land reclamation, phytomelioration, humus quality

INTRODUCTIÓN

The rocks of the Nikopol manganese basin in the southeast part of Ukraine are presented the holocene, postpliocene, neogen and paleogen deposits. Taken on day surface they are problem for environment management for the future. Dust from this land is excessive and causes respiratory problems for nearby residents [Duka et al., 2011]. Chronic Mn impact is a hazard in the mining and processing of Mn ores. The screen of 683 children in the Mn rich regions of Ukraine showed that 53% had impaired growth and rickets-like skeletal deformities. There are 9,000 ha of mined land with soil replaced in the region, but most has had ineffective reclamation. Another 10,000 ha or more exists without soil replacement (mostly from mining operations more than 30 years ago), and an estimated additional 150,000 ha or more in Nikopol region suffers significant adverse affects from the non-restored mined land [Tarika, Zabaluev, 2004]. The reclamation of disturbed land is conducted in one technological cycle with the process of manganese ore mining. The soil mass is taken off, piled up and heaped onto the land after the rock has been replaced. The reclamation of disturbed land is conducted in one technological cycle with the process of manganese ore mining. The soil mass is taken off, piled up and heaped onto the land after the rock has been replaced. The seven rocks and southern chernozem (black soil) were divided in five classes after laboratory and field experiments of long standing [Masyuk, 1984]. The field experiments were carried out long time to study adaptive potential for the plants having different requirements for substrate fertility. Recommendations resulting from cooperative research of Dnepropetrovsk State Agrarian University and the National Mining Academy of Ukraine have been adopted by all strip-mining operations in the Nikopol region and to a lesser extent throughout Ukraine. Current mining operations remove and replace overburden by strata, with careful attention to preservation of topsoil. Return of this land to agricultural use is comparatively easy and environmental and health consequences in the surrounding area are minimal. The case when weathered rocks accumulate the high level of manganese was fixed for schist clay [Kharytonov, 2007]. Main task was to note the prospects of the mined land management for the rocks of the Nikopol manganese basin.

METODOLOGY

The experiments used disturbed rocks as technogenic substrata to grow crops in a special rotation. The main minerals of rocks silty fraction consist of feldspar, calcite, hydro mica, montmorillonite, chlorite and kaolinite[Kharytonov, Yevgrashkina, 2009].. The mechanical, physical and chemical properties of some rock substrata were studied with use of standard methods. The stratigraphy of the Nikopol manganese ore basin is shown in table 1.

Table 1. Rock deposits stratigraphy

Age	Depth, m	Name of substrate
Q	0-7	Soils, loess-like loam
N_1SQ	7-12	Red-brown loam and clay
N_1Srm_{2+1}	12-47	Grey-green clay
N_1Srm_1	47-63	Sand-clay deposits
Pg_1ch_1	63-71	Green montmorillonite clay
Pg_1ch_1	>71	Manganese ore

Q-quaternary; N2 – Pliocene, upper (late) Neogene; N1 – Miocene, lower (early) Neogene;Srm1 – lower Sarmat;Srm2 – middle Sarmat;Srm3 – upper Sarmat;Pg3 – Oligocene, upper Palaeogene
Accepted conventional meanings for the substrata as following: SBS - southern black soil; LLL-loess-like loam; RBL - red-brown loam; RBC – red - brown clay; GGC – green - grey clay; GMC - green

montmorillonite clay; AAS – ancient - alluvial sand; DGSC – Dark - Grey schist clay

The macro- and microelement content of rocks and crops was studied with an atomic-absorption spectrophotometer. Gel & Gas chromatography, potentiometer titration were used to study additional effects in rocks-plant system. The effects of a six-year cropping pattern were monitored in 5-kg vessels in the open in Dnepropetrovsk. The vessels contained substrates of neogene and paleogene rocks, with a southern black soil for comparison. The crop sequence was as follows: first two years-alfalfa, third year -" fallow ", fourth year - bean, fifth years - pea & bean (relay cropped), and the sixth year-maize.

RESULTS AND DISCUSSION

The experiments used disturbed rocks as technogenic substrata to grow crops in a special rotation. Agrochemical assessment of the rocks after long-term plant melioration is presented. The seven rocks and southern black soil were estimated in organic substance growth laboratory and field experiments. The physical-chemical investigation of the organic substances formation particularities were done. It is determined the humic asids level is dicreased according to southern black soil to 10 times (Fig.1).It was established also, phytomeliorated rocks had the differences in a low correlation of the humic and fulvoacids(0.2-0.5). The some data of the long-term laboratory experiment on rock melioration with plants are shown. The rocks getting on the day surface after manganese ore mining and plant melioration stages pass in other geochemical conditions and change their physical-chemical properties due to the process of bioweathering. Some adaptive reactions for alfalfa have been learned for different substrata (loamy soil, red-brown and grey-green clay). It was shown also that the preliminary melioration of rocks by alfalfa provide the simbiotic nitrogen fixation at the level 50-70% more than in case with southern black soil. Other approaches application for substrata' organic substance composition evaluation (gel chromatography) gave an opportunity to reveal the formation of the humic fractions with a high movability and low molecular weight (Fig.2).It was established that 20 years plant melioration of rocks lead to improvement their fertility 5-8 times (Fig.3). Additional steps to improve phytomeliorated rocks fertility have been done in field experiments. These experiments to check winter wheat seeds treatment with different biological preparations were conducted at the land reclamation station in the Nikopol Manganese Basin (Fig.4).

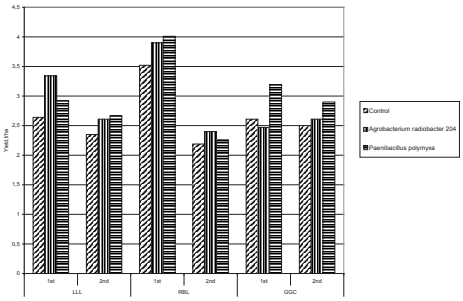


Fig. 4: Winter wheat seeds treatment with bacterial fertilizers in phytomeliorated rocks

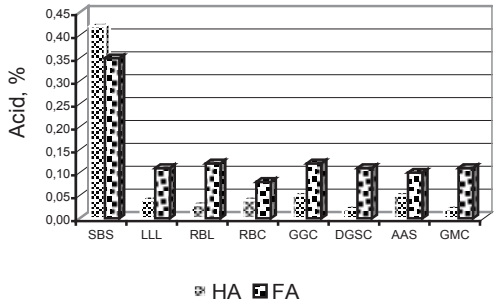


Fig. 1: Humic and fulvic acids content in phytomeliorated substrata after 5 years of phytomelioration.

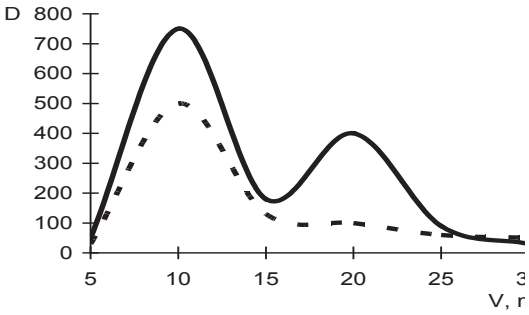


Fig.2: Gel-chromatogramma of humic acid extracted of southern black soil and green montmorillonite clay
- *- - -SBS*
- *____GMC*

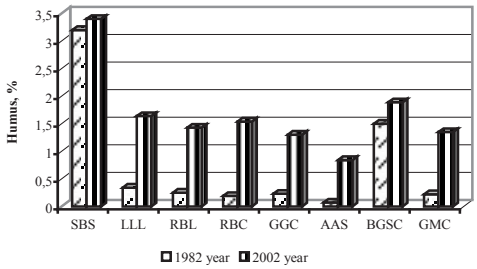


Fig. 3: Humus content change after 20 years rocks phytomelioration

Highest effect was fixed in case of *Agrobacterium radiobacter* application. This treatment led to nitrogen fixation improvement in winter wheat roots rhizosphere

CONCLUSIONS

Thus the data approved that crops during long-term melioration have dramatically improved some processes as following: bioweathering of rocks, phytomeliorated rocks fertility growth, etc. Preliminary phytomelioration of rock mass may be recommended as technological model of land reclamation in similar mining regions after long-term geochemical monitoring.

References

Duka Y.D., Ilchenko S.I., Kharytonov M.M., Vasylyeva T.L. (2011) Impact of open manganese mines on the health of children dwelling in the surrounding area. Health Threats Journal. 4: 7110 – p.1-6

Tarika O., Zabaluev V. (2004) Mine land reclamation strategies in the Nikopol manganese ore basin (Central Steppe of Ukraine): Using replaced mining overburden in agriculture // Prec. of the 16th Ann. Conf. of the Society for Ecological Restoration, Victoria, BC, Canada. – CD-ROM

Masyuk N.T.(1984) Ecological-biological effects found in the replaced overburden strata during their investigation and agricultural development. Eological-biological and socio-economic bases of land reclamation in the Steppe zone of Ukraine. Dnipropetrovsk, – v.49 p.33-71. (in Russian)

Kharytonov M. (2007) Geochemical assessment of reclaimed lands in the mining regions of Ukraine/M.harytonov // NATO ARW Soil chemical pollution, risk assessment, remediation and security. Springer.Printed in the Netherlands. - P. 57-60.

Kharytonov M.M. Yevgrashkina G.P.(2009) The Rocks Mass Properties and Moisture Transfer Process Assessment in the Reclaimed Lands//Sustainable exploitation of natural resources, Proceedings of the Third International Seminar. Ecomining-Europe in 21- th Centure, Milos Island, Greece. – P.135-144.

Capítulo
IV

GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA DE SISTEMAS LITORALES

MODELO DE CONSTRUCCIÓN DE DUNAS TOPOGRÁFICAS PLEISTOCENAS EN LA COSTA ORIENTAL DE GIBRALTAR

L. M. Cáceres (1), J. Rodríguez-Vidal (1), M. Abad (1), F. Ruiz (1), C. Finlayson (2), G. Finlayson (2), D. Fa (2), F. Muñiz (3).

(1) Dpto. Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, Campus del Carmen, 21071-Huelva, España. mcaceres@uhu.es
(2) Gibraltar Museum 18-20 Bomb House Lane, P.O. Box 939, Gibraltar.
(3) Facultad de Ingeniería. Universidad Andrés Bello, Sede Concepción, Autopista Concepción Talcahuano 7100, Chile

Abstract (Modelling the Pleistocene topographic dunes on the eastern coast of Gibraltar): *On the eastern side of Gibraltar is located the large aeolian accumulation of Catalan Bay (Catalan Sands Formation). These climbing dunes were generated in several episodes during the Marine Isotope Stages (MIS) 5 to 2, as reflected by OSL dates performed in basal sections and nearby caves and shelters. The source area was an exposed plain that existed to the east of the Rock and extended down to −80 m, with cliffs reaching +6 m. The prevailing winds that generated this accumulation ranged from E to S during this period. The effect of these winds was to transport the dunes from the SE and progressively pile them against the slopes of the Rock, growing the deposit from North to South.*

Palabras clave: Duna topográfica, rampa arenosa, Pleistoceno superior, Gibraltar.
Key words*: Topographic dune, sand ramp, Late Pleistocene, Gibraltar.*

INTRODUCCIÓN

La ladera oriental del Peñón de Gibraltar se caracteriza por su elevada pendiente, con el desarrollo de acantilados compuestos y escalonados que reflejan su compleja historia geomorfológica y neotectónica (Rodríguez-Vidal et al., 2004). Del registro sedimentario que permanece entre estos escalones destacan los depósitos eólicos (Rodríguez-Vidal et al., 2007 y 2010) como los de Martin's Cave, los más antiguos, los de Gorham's y Vanguard Caves o los de Catalan Bay, los más recientes (Fig. 1). También existen depósitos eólicos en la ladera occidental (Alameda Sands) pero están prácticamente ocultos bajo la población de Gibraltar (Rose y Hardman, 2000). En Catalan Bay se encuentra la mayor acumulación de depósitos eólicos continuos, llegando a alcanzar más de 300 m de altitud. Esta formación representa la acumulación de dunas topográficas de barlovento. Está compuesta por una unidad inferior formada por dunas de pié de acantilado, que alcanza hasta 60 m de espesor, y otra unidad superior de arenas eólicas rampantes (rampa de arena) con intercalaciones de depósitos coluviales. En estas dunas se han reconocido huellas de mamíferos terrestres, pistas de insectos y rizolitos, todos ellos coetáneos al depósito eólico, que reflejan una ocupación y tránsito discontinuo e intermitente de las comunidades vegetales y animales (Muñiz et al., 2009). La disposición y acumulación de esta formación se ha visto favorecida por un deslizamiento rotacional previo en la pared del Peñón, que creó la geometría adecuada para atrapar los depósitos eólicos de levante (Rodríguez-Vidal et al., 2007 y 2010). Por consiguiente, este amplio registro sedimentario refleja una larga historia ambiental a la que se puede acceder con cierta facilidad gracias a una cantera de arena abandonada, que se excavó junto a la carretera y al Hotel Caleta (Figs. 1 y 2).

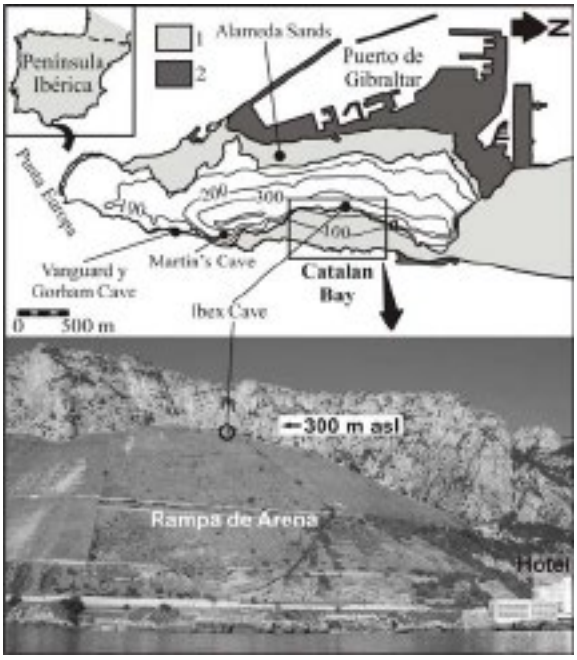


Figura 1. (Arriba) mapa topográfico de situación de los lugares referenciados. Leyenda: 1. Depósitos del Pleistoceno superior, 2. Terreno ganado al mar. (Abajo) vista general de la formación eólica de Catalan Bay.

La acumulación eólica de Catalan Bay se encuentra en la actualidad estabilizada y ligeramente cementada. La presente situación de alto nivel del mar la ha dejado aislada y desconectada de su área fuente original, que se encuentra por debajo del actual nivel marino (Rodríguez-Vidal et al., 2013).
Registros eólicos similares son abundantes en las costas del Estrecho, sobre todo en la costa atlántica, y vinculados a tres ciclos sedimentarios: Último Interglacial (MIS 6-5), descenso eustático posterior (MIS 4-3) y Último Máximo Glacial-Presente

Interglacial (MIS 2-1) (Alouane, 1997; Zazo et al., 2005, 2008a y b). Entre las formaciones eólicas actuales del entorno más cercano a Gibraltar, dominan las dunas solitarias de levante, como las de Valdevaqueros, Bolonia y Trafalgar. Esto obedece al régimen de vientos del Estrecho, donde aunque hay una clara polarización de vientos dominantes de Poniente y de Levante, aunque estos últimos son los más fuertes y los que tienen mayor efectividad energética (Rodríguez-Vidal et al., 2010).

En este trabajo se presentan nuevos datos resultado del estudio de campo y de la realización de dataciones en las distintas unidades de la formación. De esta forma, se plantea un modelo genético y evolutivo de la construcción eólica, con evidentes implicaciones paleoambientales de los regímenes de viento dominantes en el sector.

ARENAS DE CATALAN BAY: CARACTERÍSTICAS MORFOSEDIMENTARIAS Y CRONOLOGÍA

La formación eólica de Catalán Bay presenta una morfología de rampa, de aproximadamente 1 km de longitud (Fig. 1), ascendiendo desde casi el nivel del mar hasta 300 m de altitud, con unos 30º de pendiente. Estas arenas ocultan un relieve previo y posiblemente varias cuevas, como Ibex Cave (Finlayson et al., 2000) (Fig. 1).

Las arenas que constituyen esta formación son de grano medio a grueso (0,5-2,0 mm), están moderadamente bien clasificadas, presentan granos muy redondeados y su composición es básicamente de cuarzo (80%). La fracción de mayor tamaño presenta un aumento del contenido de clastos de caliza, espeleotema, esquisto, fragmentos de conchas y foraminíferos (Rose y Hardman, 2000). El contenido en carbonatos es bajo y, por tanto, se encuentran muy débilmente cementadas. Estas características, junto con otras morfoscópicas, indican una procedencia externa al Peñón, situándose su área fuente en las areniscas y esquistos de las costas inmediatamente al N, con génesis marina (playas y flechas litorales) y posterior reelaboración eólica (Rose y Hardman, 2000).

En relación con las estructuras observadas y estudiadas en la formación de Catalan Bay hay que resaltar que, al ser dunas de tipo topográfico, su desplazamiento lateral se debió ver restringido por la existencia del propio Peñón, a cuyo pie se acumularon. Por tanto, en este sector más próximo a la pared rocosa debió dominar el crecimiento dunar en la vertical, por lo que las estructuras observadas podrían corresponder tanto a la cara de barlovento como a la de sotavento. Esta situación contrasta con la de las dunas que experimentan, o han experimentado, un desplazamiento lateral importante, en las cuales las estructuras dominantes son las correspondientes a las caras de sotavento. Por otro lado, la presencia del Peñón debía producir alteraciones y turbulencias en el flujo de los vientos al acercarse y al incidir sobre sus paredes, lo que podría provocar orientaciones anómalas de las estructuras registradas en los depósitos eólicos (dunas eco).

Del estudio realizado por los autores en la cantera

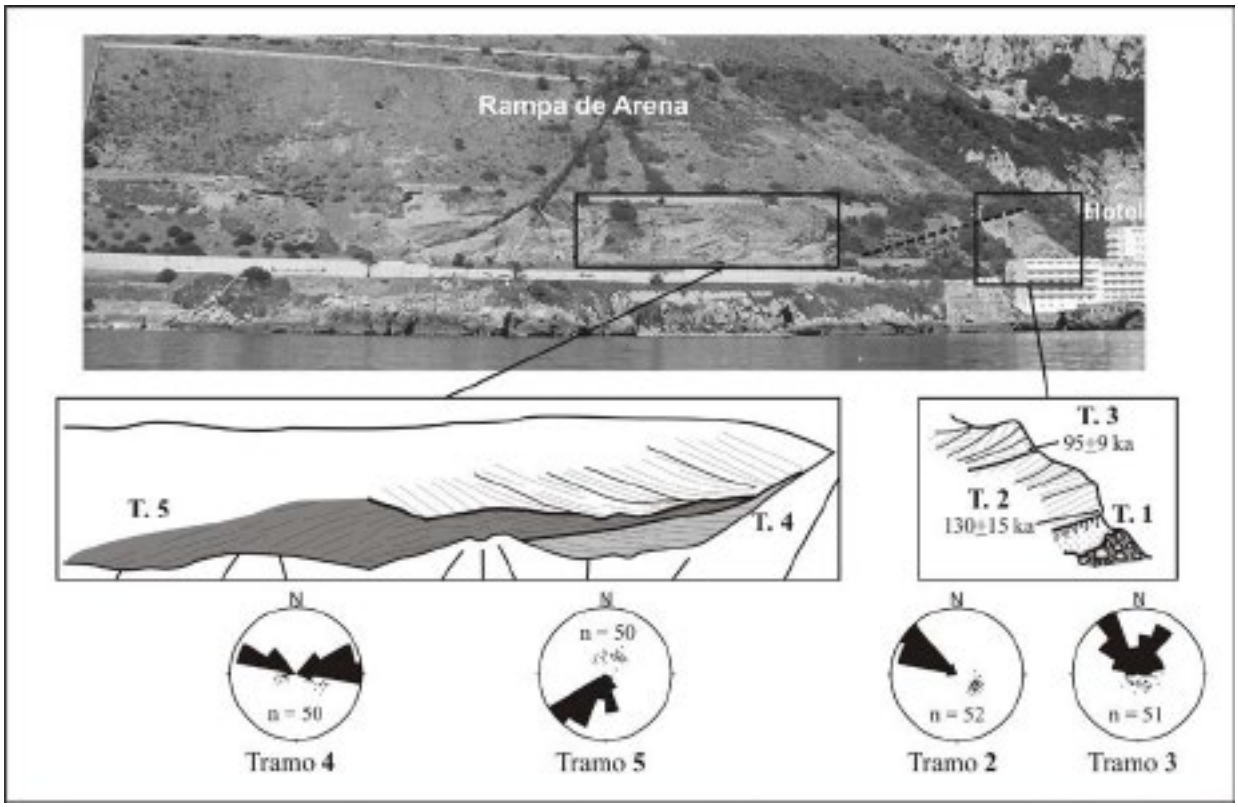


Figura 2. Análisis de las estructuras sedimentarias en Catalan Bay, localización e interpretación de los afloramientos (la línea discontinua marca la separación entre ellos). Diagramas en rosa y polares de láminas cruzadas representado los números de medidas y la máxima densidad (proyección equiareal –hemisferio inferior- rosa con sectores cada 20º, n = nº de medidas). Edades OSL en la base de los tramos 2 y 3 (Rodríguez-Vidal et al., 2007).

del Hotel Caleta, destacamos aquí los datos obtenidos para la determinación de las direcciones de vientos dominantes, que serán los que determinen la construcción de la formación eólica. Se han diferenciado al menos 5 grandes tramos en el depósito visible (Fig. 2):

El primer tramo consiste en un depósito eólico masivo y con estructuras de carácter edáfico. Está en contacto directo con el sustrato calizo del Peñón y en él no es posible determinar direcciones de paleovientos.

Los siguientes tramos presentan secciones de unos 10 m de altura, con *sets* erosivos de 2 a 3 m de espesor y estratificaciones cruzadas bien visibles en surco y tabular.

Así, el segundo tramo presenta láminas inclinadas hacia el ONO, entre 20º-36º y máxima densidad equivalente a un plano N30E/24º NO. Se trataría, por tanto, de láminas correspondientes al lado de sotavento de la duna, lo que indicaría vientos dominantes provenientes del ESE.

El tercer tramo comprende *sets* de láminas inclinadas hacia el N, con oscilación hacia el NO y NE. La inclinación de las láminas medidas varía entre 5º y 30º. La máxima densidad equivale a un plano N120E/12º NE, por tanto, menor buzamiento que el tramo anterior y además oscilante E-O, pero siempre hacia el N. Se trata, pues, de estructuras de sotavento e indicaría vientos provenientes del S con cierta oscilación dominante desde el E, es decir del SSE.

Estos tres primeros tramos son visibles en el afloramiento que está justo tras el Hotel Caleta. Sin embargo, los dos tramos siguientes se encuentran situados en el afloramiento más continuo localizado unos 100 m hacia el sur (Fig. 2). Entre estos dos afloramientos no ha sido posible realizar ninguna observación al estar cubierto el depósito original por vegetación y por material removido de tramos superiores.

En el cuarto tramo se han medido láminas que, en su conjunto, presentan dos inclinaciones claramente marcadas. Así, en un sector algo más cercano a la pared del Peñón, se han medido estructuras con inclinación hacia el NO, entre 13º y 42º. Este conjunto de láminas presenta una máxima densidad correspondiente a un plano N30E/36º NO. En un segundo sector, algo más alejado de la roca, las láminas se inclinan hacia el NE, entre 12º y 28º. La máxima densidad se corresponde con un plano N171E/18º NE. Por tanto, el primer sector se podría corresponder con láminas de sotavento, por su mayor inclinación y posición más hacia el O, mientras que el segundo sector serían láminas de barlovento, por su menor inclinación y posición más alejada de la pared. De esto se deduce que los vientos dominantes provendrían del ESE.

La intersección de los dos planos máximos define una línea inclinada 8º hacia N18E, que podría representar *grosso modo* la cresta de la duna. Por tanto, una dirección de la cresta aproximadamente paralela a la pared del Peñón en este sector.

En el quinto tramo las estructuras dominantes son láminas con inclinación dominante hacia el S, con oscilaciones al SE y SO. El buzamiento de las láminas medidas varía entre 12º y 39º. La máxima densidad define un plano N120E/24º SO. A pesar de la elevada inclinación media, esta unidad debería representar láminas de barlovento, pues de lo contrario indicaría vientos dominantes provenientes del N con cierta oscilación hacia el NE (dominante) y NNO. Por el contrario, si en realidad representa el lado de barlovento, entonces los vientos dominantes serían del S, lo que estaría más acorde con todo lo descrio hasta ahora y con las condiciones actuales.

Por encima del quinto tramo existen otros, que se pueden observar en la figura 2. No obstante, la dificultad de acceder a sus afloramientos y, por tanto, de analizar sus estructuras nos han impedido incluirlos en este estudio.

En relación con la cronología de esta formación eólica, se han realizado dataciones OSL en arenas de la base del segundo tramo, que ha proporcionado una edad de hace 130±15 ka, y en el tercer tramo, con 95±9 ka (Rodríguez-Vidal et al., 2007) (Fig. 2). Por su parte, existen otras dataciones que se podrían relacionar con la elaboración de la rampa de arena, la cual podría coincidir con el relleno de la cueva de Ibex, cuya base ha sido datada entre 49,4±3,2 y 37,1±3,3 ka (Rhodes et al., 2000). Finalmente, se están realizando nuevas dataciones OSL en los tramos cuarto y quinto que están proporcionando edades en torno a los 30 ka, aunque falta completar la secuencia. También hay que recordar que hay tramos más recientes, por encima del quinto, que no están estudiados ni datados, por lo que el registro se debe extender hasta épocas más recientes (MIS 2-1).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La morfología y estructuras de la formación de Catalan Bay apuntan a que su origen se debe a la acumulación de dunas de pie de acantilado y rampantes contra las fuertes pendientes del Peñón. El área fuente de estas acumulaciones eólicas se encontraba en playas situadas al E del Peñón, en la antigua llanura costera que se extendía entre -80 m y los acantilados hasta +6 m. (Rodríguez-Vidal et al, 2013). Estas dunas se generaron desde el MIS 5 hasta probablemente el MIS 2, entre 125 ka. y posterior a 30 ka., aunque el periodo de máxima actividad eólica estuvo posiblemente vinculado con la línea de costa de la alta parada del MIS 3 (Jiménez-Espejo et al., 2013), ahora sumergida a ambos lados del Peñón. Las dunas así generadas, se desplazaban a lo largo de la amplia llanura empujadas fundamentalmente por los vientos de levante (E y SE), acumulándose contra las paredes de Gibraltar como dunas topográficas. El último periodo de intenso desarrollo de dunas rampantes fue entre 50 y 40 ka (Rodríguez-Vidal et al., 2004), relacionado con el relleno sedimentario final de las cueva de Ibex, y las de Gorham y Vanguard (Goldberg y MacPhail, 2000; Pettitt y Bailey, 2000). Aunque la acumulación debió proseguir a lo largo de

los milenios posteriores hasta llegar a configurar todo el volumen observable en la actualidad.

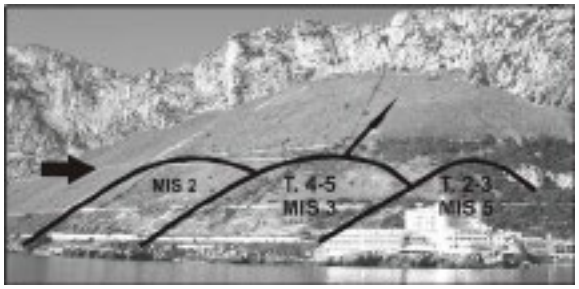


Figura 3. Esquema interpretativo de la superposición de formaciones eólicas en Catalan Bay, mediante el apilamiento progresivo hacia el N-NE de los distintos tramos (flecha gruesa). La flecha fina representaría el crecimiento de la rampa arenosa principal posterior a los tramos 4 y 5.

Es de destacar que las edades determinadas en los diferentes tramos de la formación son cada vez más recientes de N a S (Fig. 3), lo que implicaría que en la acumulación las dunas llegaron desde el E y SE en diferentes oleadas a lo largo del tiempo. En una primera oleada, durante el MIS 5, se produjo la acumulación de los tramos 2 y 3, que lo hicieron en el sector más septentrional del afloramiento (Fig. 3). Una segunda oleada alcanzó la pared del Peñón durante el MIS 3, probablemente el periodo de mayor actividad eólica, acumulándose contra el acantilado algo más al sur que el anterior y en parte solapándolo. Así se formaron los tramos 4 y 5, además de la mayor parte de la rampa arenosa que alcanza hasta la cueva de Ibex. Probablemente durante el MIS 2 llegaron nuevas oleadas que, de la misma manera, se fueron acumulando contra el Peñón, progresivamente más hacia el sur, y solapando a los tramos y oleadas anteriores (Fig. 3). Finalmente, la morfología actual de rampa arenosa, con unos 30º de pendiente, supone una regularización reciente-actual del conjunto sedimentario, que, como se ha constatado, no es representativa de la estructura ni de la morfología interna del depósito.

Agradecimientos: Investigación financiada por el proyecto MICINN-FEDER CGL2010-15810/BTE. Es una contribución a los IGCP 526 (Risks, resources, and record of the past on the continental shelf) e IGCP 588 (preparing for coastal change).

Referencias bibliográficas

Alouane, M. (1997). Le Quaternaire Marin du Cap Achakar (Tanger, Maroc) : néotectonique et lithostratigraphie. *Journal of African Earth Sciences*, 25, 391-405.

Finlayson, C., Finlayson, G. y Fa, D. (2000). *Gibraltar during the Quaternary*. Monograph, Vol. 1, Gibraltar Government Heritage Publications, 262 pp.

Goldberg, P. y Macphail, R. I. (2000). Micromorphology of sediments from Gibraltar caves: some preliminary results from Gorham's Cave and Vanguard Cave. En: *Gibraltar during the Quaternary* (J. C. Finlayson, G. Finlayson y D. Fa, Eds.), Monographs, Vol. 1. Gibraltar Government, Heritage Publications, Gibraltar, 93– 108.

Jiménez-Espejo, F.J., Rodríguez-Vidal, J., Finlayson, C.,Martínez-Ruiz, F., Carrión, J.S., García- Alix, A., Paytan, A., Giles Pacheco, F., Fa, D.A., Finlayson, G., Cortés Sánchez, M., Rodrigo Gámiz, M., González-Donoso, J.M., Linares, M.D., Cáceres, L.M., Fernández, S., Iijima, K. y Martínez Aguirre, A., (2013). Environmental conditions and geomorphologic changes during the Middle–Upper Paleolithic in the southern Iberian Peninsula. *Geomorphology*, 180–181, 205–216.

Muñiz, F., Cáceres; L.M., Rodríguez-Vidal, J., Finlayson, C., Fa, D. y Finlayson, G. (2009). Datos preliminares sobre la icnología en dunas costeras del Pleistoceno superior de Gibraltar. En: Comunicaciones de las XXV Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología. "Darwin, la Teoría de la Evolución y la Paleontología" y simposios de los proyectos PICG 493, 499 y 506. Universidad de Málaga, 238-242.

Pettitt, P. B. y Bailey, R. M. (2000). AMS radiocarbon and luminescence dating of Gorham's and Vanguard caves, Gibraltar, and implications for the Middle to Upper Palaeolithic transition in Iberia. En: *Neanderthals on the Edge* (C.B. Stringer, R.N.E. Barton y J.C. Finlayson, Eds.), Oxbow Books, Oxford and Oakville, 155–162.

Rhodes, E. J., Stringer, C. B., Grün, R., Barton, R. N. E., Currant, A. y Finlayson, J. C. (2000). Preliminary ESR dates from Ibex cave, Gibraltar. En: *Gibraltar during the Quaternary* (J. C. Finlayson, G. Finlayson y D. Fa, Eds.), Monographs, Vol., 1. Gibraltar Government, Heritage Publications, Gibraltar, 109–112.

Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M., Finlayson, J.C., Gracia, F.J. y Martínez-Aguirre, A., (2004). Neotectonics and shoreline history of the Rock of Gibraltar, southern Iberia. *Quaternary Science Reviews*, 23, 2017-2029.

Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M., Abad, M., Ruiz, F., Nathan, R., Schwenninger, J.L., Finlayson, C., Finlayson, G. y Fa, D., (2007). The Catalan Bay cliff-front dune, Gibraltar: a Late Pleistocene palaeoclimatic record in the Western Mediterranean. En: *Contribuciones al Estudio del Periodo Cuaternario* (J. Lario y P.G. Silva, Eds.), AEQUA, Ávila (España), 215-216.

Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M., Ruiz, F., Abad, M., Finlayson, C., Finlayson, G., Fa, D., Martínez-Aguirre, A., (2010). Las arenas eólicas del Pleistoceno Superior en Gibraltar. *Geogaceta*, 48, 27–30.

Rodríguez-Vidal, J., Finlayson, G., Finlayson, C., Negro, J.J., Cáceres, L.M., Fa, D.A. y Carrión, J.S. (2013). Undrowning a lost world - The Marine Isotope Stage 3 landscape of Gibraltar. *Geomophology* (en prensa).

Rose, E.P.F. y Hardman, E.C., (2000). Quaternary geology of Gibraltar. En: *Gibraltar during the Quaternary* (J.C. Finlayson y D. Fa, Eds.), Gibraltar Government, Heritage Publications, Monographs 1, Gibraltar, 39–85.

Zazo, C., Mercier, N., Silva, P. G., Dabrio, C. J., Goy, J. L., Roquero, E., Soler, V., Borja, F., Lario, J., Polo, D. y de Luque, L. (2005). Landscape evolution and geodynamic controls in the Gulf of Cadiz (Huelva coast, SW Spain) during the Late Quaternary. *Geomorphology*, 68, 269-290.

Zazo, C., Dabrio, C. J., Goy, J. L., Lario, J., Cabero, A., Silva, P.G., Bardají, T., Mercier, N., Borja, F. y Roquero, E. (2008a). The coastal archives of the last 15 ka in the Atlantic-Mediterranean Spanish linkage area: Sea level and climate changes. *Quaternary Internacional*, 181, 72–87.

Zazo, C., Mercier, N., Lario, J., Roquero, E., Goy, J. L., Silva, P. G., Cabero, A., Borja, F., Dabrio, C. J., Bardají, T., Soler, V., García-Blázquez, A. y de Luque, L. (2008b). Palaeoenvironmental evolution of the Barbate–Trafalgar coast (Cadiz) during the last 140 ka: Climate, sea-level interactions and tectonics. *Geomorphology*, 100, 212-222.

EVIDENCIAS MORFOSEDIMENTARIAS DE DESCENSOS RÁPIDOS DEL NIVEL DEL MAR DURANTE EL MIS 5e EN EL MEDITERRÁNEO ESPAÑOL

T. Bardají[1], A. Cabero[2], J. Lario[2], C. J. Dabrio[3], C. Zazo[4], J. L. Goy[5], P. G. Silva[5], E. Roquero[6]

(1) U.D. Geología. Universidad de Alcalá. 28871-Alcalá de Henares (Madrid), España. teresa.bardaji@uah.es
(2) Facultad de Ciencias, UNED. 28040-Madrid, España acabero@ccia.uned.es; Javier.lario@ccia.uned.es
(3) Dpto. Estratigrafía, Facultad de CC. Geológicas, UCM. 28040-Madrid, España. dabrio@geo.ucm.es
(4) Dpto. Geología, Museo Nacional CC. Naturales, CSIC. 28006-Madrid, España. mcnzc65@mncn.csic.es
(5) Dpto. Geología, Facultad de Ciencias; Universidad de Salamanca, España. joselgoy@usal.es
(6) Dpto. Geología, ETSI-Agrónomos, UPM. 28040-Madrid, España. elvira.roquero@upm.es

Abstract (Morphosedimentary evidence of rapid sea-level drop in the Mediterranean coasts of Spain during MIS5e): *Polygonal sandcracks developed on top of upper foreshore facies, together with facies superposition, are analysed to reconstruct rapid relative sea-level changes occurred during MIS 5e in the Mediterranean coastal settings from Spain. Geomorphological arrangement and sedimentologic analyses carried out in two sedimentary sequences from Cope Basin (Murcia, SE Iberian Peninsula) and Es Copinyar (SE Formenetera Island, Baleares) allow reconstructing sudden sea-level drops occurred during the first and second highstands of MIS 5e. The driven causes of these metric sea-level changes are not well understood yet.*

Palabras clave: grietas poligonales, oolitos, fauna senegalesa, facies costeras
Key words*: polygonal sandcracks, oolites, Senegalese fauna, coastal facies.*

INTRODUCCIÓN

El análisis de los cambios del nivel del mar durante el MIS 5e en el litoral mediterráneo español ha revelado la existencia de más de un highstand (Goy et al., 1997; Hillaire-Marcel et al., 1996; Zazo et al., 2003; Ginés et al., 2005; Tuccimei et al., 2006). No obstante los estudios relacionados con cambios rápidos, de pequeña escala temporal, no son tan abundantes. Estudios sedimentológicos de detalle llevados a cabo en La Marina (Alicante) muestran la existencia de variaciones del nivel del mar de hasta 4m. de carácter milenial a submilenial, así como pequeñas fluctuaciones centimétricas de escala secular, todos ellos ocurridos durante el segundo *highstand* del MIS 5e (Dabrio et al., 2011).

En este trabajo, se presentan dos secuencias sedimentarias (Cuenca de Cope, Murcia y Formentera, Islas Baleares, Fig. 1), con fauna cálida como el *Strombus bubonius*. En el caso de Cope, están presentes las características facies oolíticas que se desarrollaron durante el primer *highstand* del MIS 5e en diversos lugares del Mediterránreo (Bardají et al., 2009), mientras que los depósitos marinos de la secuencia de Es Copinyar (Formentera) se acumularon fundamentalmente durante el segundo *highstand* del MIS 5e (Goy et al., 2010).

Fig. 1: Localización de las secuencias estudiadas

DESCRIPCIÓN

Ambas secuencias se desarrollaron durante diferentes *highstands* del MIS 5e, pero presentan una serie de similitudes que permiten su comparación: en ambas se han diferenciado al menos tres unidades sedimentarias, y en ambos casos aparecen grietas poligonales de desecación (en sedimentos arenosos) en el techo de la primera unidad, representada por facies correspondientes al *upper foreshore* con *S. bubonius.*

En Formentera (Fig. 2), se desarrolla un pequeño escalón o microacantilado (0.5-1m de alto) sobre

Fig. 2: Secuencia sedimentaria de Es Copinyar (Formentera). Grietas poligonales en la primera unidad y segunda unidad, de bloques, encajada

esta primera unidad afectada por grietas poligonales, acumulándose posteriormente una segunda unidad de depósitos de bloques, gravas y cantos al pie de dicho acantilado (zona señalada con el martillo en Fig. 2). La tercera unidad está compuesta por sedimentos de matriz rojiza que cubren los sedimentos anteriores y rellenan las grietas.

En la cuenca de Cope, la primera unidad corresponde a facies oolíticas del *upper foreshore*, también con *S. bubonius,* afectada por grietas poligonales, sobre la que se superpone la segunda unidad de dunas oolíticas muy bioturbadas (Fig. 3); y por encima se desarrolla una tercera unidad de dunas oolíticas con laminación muy marcada que constituye del techo de la secuencia morfosedimentaria oolítica.

Fig. 3: Grietas poligonales en facies del upper foreshore *de la primera unidad de la secuencia sedimentaria de Cope (Murcia), y la segunda unidad de dunas bioturbadas superpuesta.*

INTERPRETACIÓN

La presencia de grietas poligonales en sedimentos arenosos ha sido descrita como resultado de procesos de desecación, asociadas a arenas oolíticas carbonatadas con granos bien redondeados y esféricos (Glumac et al., 2011). En nuestro caso, dichas grietas aparecen también sobre sedimentos arenosos carbonatados bien redondeados (Formentera). En ambos casos (arenas oolíticas, Cope y arenas carbonatadas, Formentera) estas grietas se dan en las facies del *upper foreshore.* En el caso de Cope, a estas facies se le superpone una segunda unidad oolítica de carácter dunar. En el caso de Formentera, tras el desarrollo de estas grietas, se forma un pequeño acantilado (aprox. 1m.) en el que se encaja una segunda unidad de bloques. En ambos casos consideramos que dichos sedimentos, correspondientes al *upper foreshore,* pudieron sufrir una rápida desecación generada por un rápido descenso relativo del nivel del mar (de entre 0.5-1m). La verdadera causa de este rápido descenso todavía está por concretar, y entre ellas, no puede descartarse un posible efecto co-sísmico.

CONCLUSIONES

Las secuencias sedimentarias estudiadas correspondientes a dos highstands diferentes del MIS 5e, presentan a su vez 3 unidades sedimentarias que evidencian cambios del nivel del mar de menor escala temporal.

La identificación de grietas poligonales desarrolladas sobre la primera unidad sugiere un proceso rápido de desecación. El análisis sedimentario (superposición de facies entre unidades sucesivas) y geomorfológico (encajamiento) llevado a cabo en dichas secuencias sedimentarias, permiten relacionar este proceso de desecación con una bajada rápida del nivel relativo del mar.

Las causas concretas de esta rápida emersión están todavía sin identificar, no pudiéndose descartar un posible levantamiento co-sísmico.

Agradecimientos: Proyectos MICINN CGL2012-33430 y CGL201-23781. Contribución al IGCP588, al INQUA CMP WG on Long Term Sea Level Changes, y al Grupo de Investigación de la UCM 910198 (Paleoclimatología y Cambio Global).

Referencias bibliográficas

Bardají, T., Goy, J.L., Zazo, C., Hillaire Marcel, C., Dabrio, C.J., Cabero, A., Ghaleb, B., Silva, P.G., Lario, J. (2009). Sea-level and climate changes during OIS 5 in western Mediterranean (Spain). *Geomorphology* 104, 22-37.

Dabrio, C.J., Zazo, Caber, A., Goy, J.L., Bardají, T., Hillaire-Marcel, C., González-Delgado, J.A., Lario, J., Silva, P.G., Borja, F., García-Blázquez, A. (2011). Millenial/Submillenial scale sea-level fluctuations in Western Mediterranean during the second highstand of MIS 5e. *Quaternary Scence Reviews* 30, 335-346.

Ginés, J., Fornós, J.J., Ginés, A. (2005). Els espeleotemes freátics del Quaternari de Mallorca: aspectes morfológics, mineralógics i cristal-lográfics. In: Sanjaume, E. & Mateu, J. (eds.). *Geomorfologia litoral i Quaternari. Homenatge al professor Vicenç M. Rosselló*. Universitat de Valencia (Ed.), 151-165.

Glumac, B., Curran, H.A., Motti, S.A., Weigner, M.M., Pruss, S.B. (2011). Polygonal sandcraks: Unique sedimentary desiccation structures in Bahamian ooid grainstone. *Geology*, 39:7, 615-618.

Goy, J.L., Zazo, C., Cuerda, J. (1997). Evolución de las áreas margino-litorales de la Costa de Mallorca (I. Baleares) durante el Último y Presente Interglacial. Nivel del mar Holoceno y Clima. *Boletín Geológico y Minero* 108, 127-135

Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., Cabero, A., Lario, J., Roquero, E., Mercier, N., Soler, V. (2010). Marine and terrestrial environment relationships in coastal áreas during Late Pleistocene (Formentera, Balearic Isalnds). *Abstract Volume, International Workshop on "Decoding the Last Intergalcial in Western Mediterranean",* Cerdeña (Italia), Octubre-2010, pp.27

Hillaire-Marcel, Cl., Gariépy, Cl., Ghaleb, B., Goy, J.L., Zazo, C., Cuerda, J. (1996). U-series measurements in Tyrrhenian deposits from Mallorca. Further evidence for two Last Interglacial high sea-levels in the Balearic Islands. *Quaternary Science Reviews* 15, 53-62

Tuccimei, P., Ginés, J., Delitala, M.C., Ginés, A., Gràcia, F., Fornós, J.J., Taddeucci, A. (2006). High precision U-series data from phreatic overgrowths on speleothems. Zeitschrift für *Geomorphology* 50 (1), 1-21.

Zazo C., Goy J.L., Dabrio C.J., Bardají T., Hillaire-Marcel C., Ghaleb B., González-Delgado A., Soler V. (2003). Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes. *Marine Geology* 194, 103-133.

SEA-LEVEL CHANGE vs CLIMATIC TRENDS IN THE MIDDLE-LATE PLEISTOCENE PEDOGENIC RECORD OF THE ATLANTIC COAST OF HUELVA (SW SPAIN)

E. Roquero (1), P. G. Silva (2), C, Zazo (3), J.L. Goy (2), C. Dabrio (4), F. Borja (5).

(1) Dpto. de Edafología, E.T.S.I. Agrónomos, Universidad Politécnica de Madrid. elvira.roquero@upm.es
(2) Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca.
(3) Dpto. de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC
(4) Dpto. de Estratigrafía, Universidad Complutense de Madrid
(5) Dpto. de Geografía, Universidad de Huelva

Abstract (Variaciones del nivel del mar vs cambio climático en el registro edáfico del Pleistoceno Medio-Superior de la Costa Atlántica de Huelva (SW Spain).*Los paleosuelos desarrollados en la antigua llanura costera del río Guadalquivir, (Huelva, España,) con anterioridad a los 100 ka BP, indican que, durante el Pleistoceno Medio final se produjo una importante parada en la sedimentación que permitió un periodo dilatado de edafogénesis con importantes procesos de redistribución de los óxidos de hierro, que se prolongó hasta bien entrado el último interglacial. Las fluctuaciones del nivel freático impulsadas por el progresivo ascenso del nivel del mar desde el comienzo del último interglaciar favorecieron y amplificaron los procesos de hidromorfía, que probablemente han actuado en la zona durante el transcurso del Pleistoceno Medio.* L*os procesos de redistribución del hierro muestran un desarrollo diferencial ligado a la actividad sin-edafogenética de la Falla de Torre del Loro, que provocó una elevación regional diferencial a lo largo del antiguo sector litoral, así como a procesos locales de escape de fluidos en las proximidades de la zona de falla.*

Palabras clave: Suelos hidromorfos, Argiluviación, Óxidos de hierro, Último Interglaciar
Key words**:** *Hydromorphic soils, Clay illuviation, Iron-oxides, Last Interglacial,*

INTRODUCTION

The Asperillo cliff extends for 28 km, with average elevations about 20 m. The complete sedimentary succession exposed in the Asperillo cliff records the Late Pleistocene to Holocene evolution of the littoral sector of the Guadalquivir Basin at the Gulf of Cadiz during the last c. 100 ka, which consists mainly of stacked fluvio-littoral and aeolian sequences burying paleosols developed during the Last Interglacial period (Zazo et al., 1999; 2005). The paleosols studied are exposed at several sites at the base of the present sea-cliff and are distributed in two clear distinctive outcrop zones located in the downthrown (Torre Higuera; PS1) and upthrown (Torre del Loro; PS2) areas defined by the TLF (Fig. 1).

The paleosols studied display textural, lithological and mineralogical features similar to those reported by several authors for the Plio-Pleistocene fluvio-marine "red sand formations" outcropping along Huelva-Algarve coast, such as the *"Arenas de Bonares fm"* in Spain (Mayoral and Pendón, 1986; Torcal et al., 1990; Cáceres, 1995); and *"Faro/ Quarteira or Ludo fm"* in Portugal (Monteiro et al., 1981; Boski et al., 1999; Chester, 2012).

MATERIALS AND METHODS

The study of the sedimentary sequence together with the morphologic description of soil profiles were carried out in the field. After surveying several zones along the base of El Asperillo Cliff two sections were

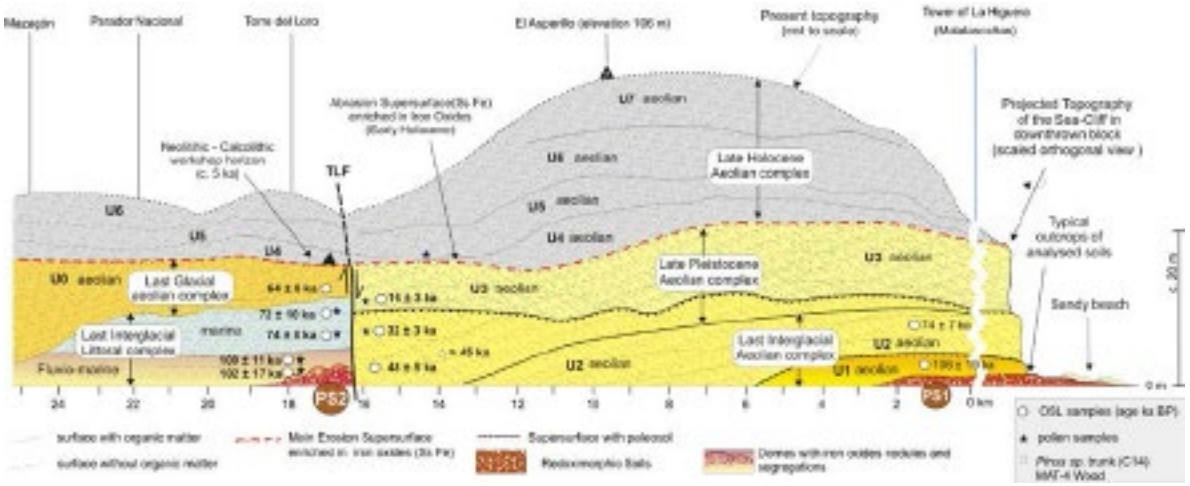


Fig.1: Schematic cross-section parallel to the coast line from ESE (PS1) to WNW (PS2) showing the distribution of sedimentary units and the location of the studied paleosols. The available chronology for the different sedimentary sequences is displayed. Note the strong vertical exaggeration. Distances in km from the Torre Higuera watchtower location (Roquero et al., 2013).

chosen for detailed soil study and sampling at the different zones defined by the TLF, named PS1 and PS2 (Fig. 1).

Mineralogical analysis was performed by X-ray diffraction for the < 2mm fraction and clay fraction(< 0.002 mm). XRD patterns were obtained from random powder and orientated aggregates (air-dried and ethylene glycol solvated) with a Phillips PV 1710 diffractometer (monocromated, Cu-Kα radiation). Undisturbed samples were collected for micromorphological study. Thin sections were studied and described by means of a petrographic (polarizing) microscope following the guidelines of Bullock et al. (1985).

PALEOSOLS DESCRIPTION

Torre Higuera Sector PS1

Paleosol outcrops in this zone are restricted to the eastern end of el Asperillo sea-cliff in the downthrown block of the fault (Fig.1). Here, the base of the cliff is dominated by clayey sands, somewhat plastic and adherent, heavily mottled (10 to 20 cm in diameter). The dominantly vertically elongated arrangement of mottling suggests their genetic relation with plant-roots. Segregations in the zones of root activity have a concentric structure with a pale-yellow (2,5Y 7/4m) nucleus gradding to the periphery to an intense brown (7,5YR 5/8m) and, eventually to the original red (2,5YR 4/6 m) of the preserved remains of soil matrix.

Most common pedofeatures are mainly related to clay illuviation processes and subsequent redox changes due to fluctuating groundwater conditions. Typic and crescent thick clay coatings, usually microlaminated, are very abundant, as well as dense complete microlaminated clay infillings (Fig. 2a, 2b) where sharp parallel extinction lines (and strong interference colors) point to a strong continuous orientation of fine clay particles.

The well-developed clay pedofeatures reveal that an intense clay illuviation process took place in PS1 forming an argillic and stagnic horizon at least 90-100 cm thick as revealed by visible exposures of the soil during low-tide conditions. This points to a long period of soil development for this area and is related to a well-developed plant cover living on mature soils. The origin of mottling is related to hydromorphic processes that took place after pedogenic clay translocation, in reducing microenvironments. This mostly occurred in the coarser channels containing decaying roots that favored dissolution and mobilization of Fe, but also randomly within the soil matrix.

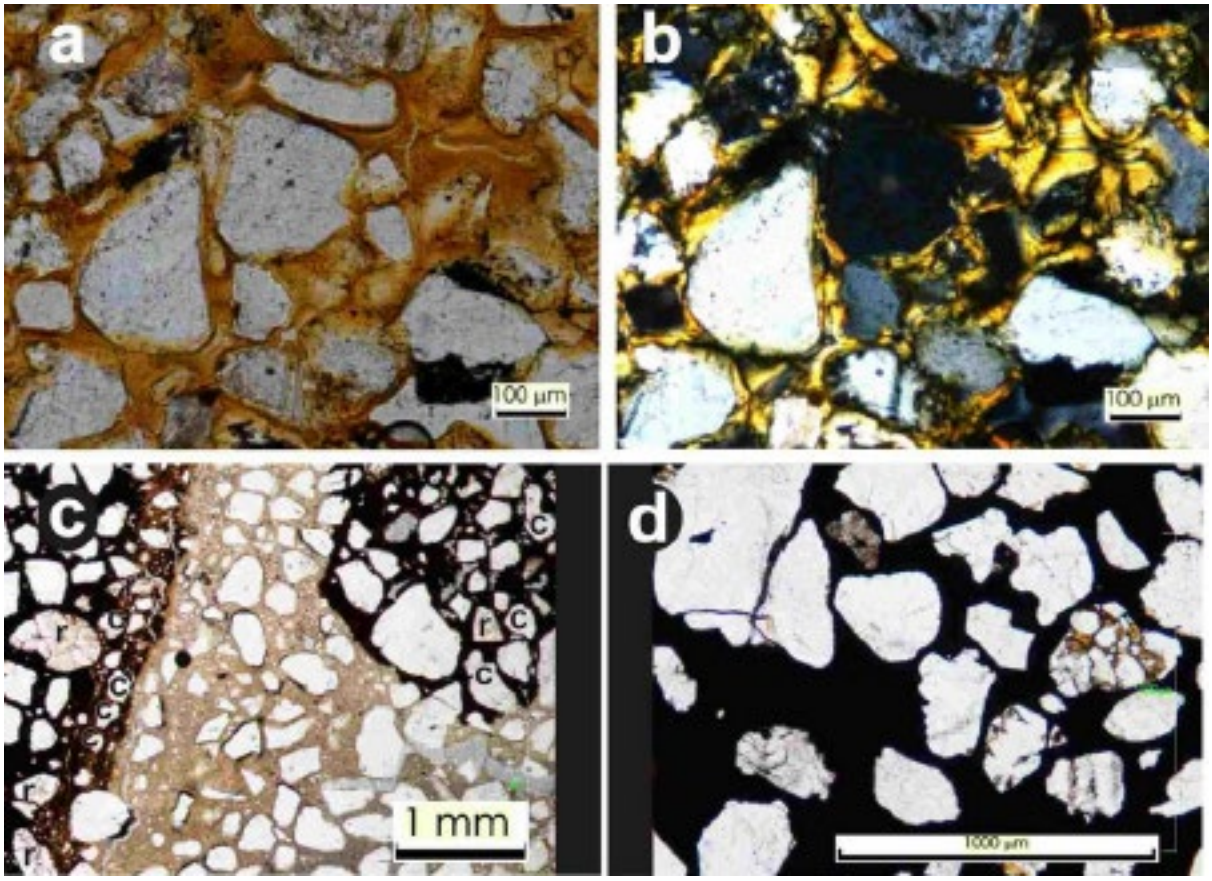


Fig. 2: Micromorphological features (a) PS1. Reddish typic and crescent coatings and dense complete infillings PPL. (b). XPL view of a, sharp extintion lines point to strong orientated clay particles.(c) PS2. Strongly impregnated Fe oxide domains in a depleted grayish groundmass. Note corroded quartz grains (c) and runiquartz (r) in impregnated domains, aside poorly sorted depleted infilling related to water escape processes PPL.(d) PS2. Iron crust.Quartz with corroded boundaries and runniquartz in a strongly Fe impregnated groundmass (PPL).

Torre del Loro Sector PS2

Sandy sediments at the toe of the cliff show a yellowish brown (10YR 5/8 m) profile, with redoximorphic features, consisting on mottling, 20-30 cm wide, sharp-sided, light grey (10YR 7/1 m) irregular segregations. The exposed profile at the base of the sea-cliff is 1-1.5 m thick, only visible under winter low-tide conditions. In the upper 100–105 cm segregations tend to be vertically elongated, but towards the visible lower part they are more irregular and tend to be horizontal. Smaller reddish-brown (5YR 5/8 m) or yellowish red (2,5YR 5/8 m) mottling occurs at this lowermost zone of the exposed profile. Additionally this paleosol displays several interstratified, 2-3 cm cm thick indurated iron-oxide crusts related to accumulations of subrounded iron nodules, concretions, iron oxide coated clasts and angular crust fragments. These anomalous accumulations are discrete (0.8-1.1 m thick and 2-3 m wide), have a planar base, an undulating upper boundary and a domed overall geometry, separated from above sediments and underlying paleosol by the aforementioned iron-oxide crusts.

Dominant pedofeatures record accumulation and depletion of iron oxides (Fig. 2c). Accumulation of iron oxides is marked by impregnation of the groundmass; depletion hypocoatings occur associated to the interconnected planar voids. Domains showing a minor degree of iron oxide impregnation allow observation of some preserved clay pedofeatures, such as coatings and infillings, where extinction lines indicate moderate orientation of fine clays.

The iron-oxide crusts overlying and underlying the soil show an overall strong iron impregnation similar to the abovementioned patches. Where strong impregnation occurs the clay features are masked by iron accumulation. Abundant occurrence of corroded quartz grains and runiquartzs (Fig. 2d) indicates that these grains are obviously inherited from previous Plio-Pleistocene weathering profiles, and/or iron crusts, present in the materials of the source areas (Rodriguez Vidal, 1989; Boski et al., 1999). The presumed Middle to Late Pleistocene temperate humid climatic conditions that occurred before 100 ka BP during the last interglacial and previous interglacial periods (Zazo et al., 1999), does not justify the occurrence of this kind of strong weathering features, otherwise more common in tropical environments (Eswaran et al, 1975).

INTERPRETATION

The OSL dates on the littoral sediments burying the two paleosols (Fig. 1) indicate that the entire coastal plain area was subject to a pedogenic cycle before c.100 ka BP, including at least the warmer earlier phases (e.g.MISS 5e) of the last interglacial period (Zazo et al., 1999).

Micromorphological and mineralogical features in the two paleosols can be assigned to the same pedogenic cycle. Differences between the two sectors are mainly related to a stronger degree of the macro and micro-redoximorphic features in the Torre del Loro sector (PS2) than in the Torre Higuera sector (PS1).

Petrology, mineralogy and micromorphology of the paleosols studied clearly indicate multiple inheritance of iron-rich pedofeatures and the subsequent recurrent mobilization of iron oxides in the zone during and after soil formation. Iron was recurrently transferred from the original weathering profiles on the Paleozoic substratum, to the Plio-Pleistocene “red sand” formations and eventually to the Middle-Late Pleistocene pedogenic cycles in the ancient coastal plain. Subsequent endosaturated, and probably episaturated, environments in the previously formed soils allowed hydromorphic conditions and renewed iron mobilization by redox processes.

The nature of the overlying sediments of the last interglacial littoral complex burying the paleosols studied is clearly distinctive: PS1 is buried by aeolian sediments whereas PS2 is buried by shallow littoral intertidal sediments of similar age deposited after c. 100 ka BP. Therefore supratidal conditions are presumed longer-lasting for PS1 than for PS2. The latter was eventually inundated by uprising sea-level triggering an earlier truncation of the pedogenic cycle in the Torre del Loro sector (PS2). This interpretation is in agreement with the weaker degree of development of the micromorphological clay illuviation pedofeatures. On the contrary, PS1 is only buried by aeolian sediments (Fig. 1) and therefore this soil was never under the regional water-table after its formation.

Both paleosols display mottling as a consequence of a fluctuating ground water level in supratidal environments pushed by last interglacial sea-level rise before c. 100 ka BP but the occurrence of active geological processes in the sector adjacent to the TLF fault zone (PS2) can be considered one of the major factors controlling different degree of iron mobilization at both profiles. PS1 located in a more stable zone, 13-14 km kilometres away from the TLF (Fig. 1), reflects endosaturated conditions during soil formation. On the contrary, in PS2 iron depletions and iron accumulations are not always linked to the larger pore system, but also random within the groundmass and they are controlled and enhanced by episodic water-escape processes (Zazo et al., 1999; 2005) around the fault zone (TLF) soon after soil formation between c. 100 – 70 ka BP.

At present, the existing hydrogeological models indicate the occurrence of artesian water flows at the base of the sea-cliff coming from the underlying fluvio-deltaic Plio-Pleistocene red sands and gravels at a depth about 40-50 m (Salvany and Custodio, 1995). In fact, iron-rich domes bounded by iron-crusts interbedded and overlying PS2 have been related to mud-diapirism and eventually mud-volcanism around the fault zone.

CONCLUSIONS

Evidence of pedogenesis clearly indicates a relevant pause in sedimentation during the last phases of construction of the Middle-Late Pleistocene coastal plain in the ancient Guadalquivir river-delta, before c. 100 ka BP (Fig. 2). Soil formation is evidenced by intense clay illuviation in the paleosols studied leading to the development of argillic horizons of at least 1.5 m thickness. Repeated hydromorphic

processes overprinted on the previous argillic horizon can be related to fluctuations of the water table and seem to represent the onset of new environmental fluvio-marine conditions forced by the uprising sea level from at least the onset of the last interglacial period (MISS 5e; c. 125 ka BP) under humid and warm climatic conditions (Zazo et al., 1999; 2005).

PS1 displays numerous and better developed clay illuviation-pedofeatures compared to those observed in PS2, suggesting that the duration of soil formation was greater in this sector of the ancient coastal plain, as indicated by subaerial exposure until c. 100 ka BP (MISS 5c). PS1 has to be considered as the soil profile indicating the normal environmental conditions of the ancient coastal plain during soil formation from at least the Middle-Late Pleistocene transition, but probably since older Middle Pleistocene stages. On the contrary, in PS2 soil development was truncated by fluvio-marine sedimentation, and a variety of water escape processes affected the soil profile at macro and micro scale, favouring water, sediment, and iron redistribution, enhancing redoximorphic features, as well as the occurrence of anomalous iron pedofeatures absent in PS1.

Hydromorphic features observed in both paleosols indicate widespread and long-lasting redoximorphic conditions after soil formation. Groundwater fluctuations linked to the uprising sea-level during the last interglacial period before c. 100 ka BP in PS1 and until c. 70 ka BP in PS2, can partially explain the development of most of the observed features under endosaturated conditions.

Agradecimientos: This study has been supported by the Spanish Research Projects CGL2012-33430 (CSIC) CGL2012-37581-C02-01 (USAL).

Referencias bibliográficas

Boski T., Moura D.M., Machado L.M., Bebianno J.M. (1999).Trace metals on the Algarve coast, I: Associations, origins and remobilisation of natural components. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.* 15 (1-4), 457-463.in western Mediterranean

Bullock P., Fedoroff N., Jongerius A., Stoops G., Tursina T., Babel U. (1985). *Handbook for soil thin section* description. Waine Research Publications. Wolverhampton

Cáceres L. (1995). *Geomorfología del sector occidental de la Depresión del Guadalquivir*. Tesis Doctoral. Universidad de Huelva. 245 pp.

Chester DK. (2012). Pleistocene and Holocene geomorphological development in the Algarve,southern Portugal. *Geomorphology* 153-154, 17-28.

Eswaran H., Sys C., Sousa E.C. 1975. Plasma infusion. A pedological process of significance in the humid tropics. *Anales de Edafología y Agrobiología* 34, 665-674.

Mayoral E., Pendón J.G. (1986). Icnofacies y sedimentación en zona costera ¿Plioceno Superior? Litoral de Huelva. *Acta. Geol. Hisp*., 21-22, 507-513.

Monteiro M., Sánchez Furtado A., Cardoso J.L. (1981).Testemunhos de couraças ferruginosas quaternárias no Sudoeste de Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portugal* 12, 417-420.

Rodríguez Vidal J. (1989). El inicio de la red fluvial cuaternaria en el sector occidental de la Depresión del Guadalquivir. *AEQUA Monografías* 1, 27-31.

Roquero, E., Silva, P.G.; Zazo, C; .Goy, J.L.; Dabrio, C. Borja, C. (2013).Micromorphology of hydromorphic soils developed in fluvio-marine sediments during the Middle-Late Pleistocene transit in the Gulf of Cadiz (Atlantic South Spain). *Spanish Journal of Soil Science* (in press).

Salvany J.M, Custodio E . (1995). Características litológicas de los depósitos pliocuaternarios del Bajo Guadalquivir en el área de Doñana: implicaciones hidrogeológicas. *Rev. Soc. Geol. España*, 8, 21-31.

Torcal L., Zazo C., Marfil R. (1990). Caracterización mineralógica y cronológica de los depósitos arenosos neógenos y cuaternarios del litoral de Huelva,España. (Area: rio Tinto-rio Guadalquivir). *Estudios Geol*., 46, 153-164.

Zazo C., Dabrio C.J., Borja J., Goy J.L, Lézine A.M, Lario J., Polo MD, Hoyos M., Boersma JR. (1999). Pleistocene and Holocene aeolian facies along the Huelva coast (southern Spain): climatic and neotectonic implications. *Geologie en Mijnbouw*, 77, 209-224.

Zazo C., Mercier N., Silva P.G., Dabrio C.J., Goy J.L., Roquero E., Soler V., Borja F., Lario J., Polo D., De Luque L. (2005). Landscape evolution and geodynamic controls in the Gulf of Cadiz (Huelva coast, SW Spain) during the Late Quaternary. *Geomorphology*, 68, 269-290.

MUDANÇA DO NIVEL DO MAR NO GOLFO DE CADIZ DURANTE O PLISTOCÉNICO TARDIO E HOLOCÉNICO

Tomasz Boski[1], Delminda Moura[1], Carlos Sousa[1], Ana Gomes[1], Laura Pereira[1], Sónia Oliveira[1] Paulo Santana[1]

(1) Centro de Investigação Marinha e ambiental (CIMA), Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, 8005-139 Faro, Portugal. tboski@ualg.pt

***Abstract* (*Sea level change in the Gulf of Cadiz during the late Pleistocene and Holocene*):** The multiproxy information data set obtained from borehole sequences permitted to establish a robust chronology of events, which led to the post glacial infilling of the terminal stretches of regional river palleovaleys. The paleoecological reconstructions combined with 14C age model of Guadiana Estuary sedimentary record revealed the fast sea level rise period since ca 13.5 kyr cal BP, halted during the Younger Dryas and resuming at ca 11500 yr cal BP. The Holocene history of coastal evolution is also well documented in the Estuary of Arade and in Ria Formoza, pointing to the sea level stabilization at ca 7500 cal BP after a last jump of up to 8 meters in 700 years which corresponds to the Meltwater pulse 1c. Since then, the upwards movement of the sea surface continued at much slower pace, ie with the 1.2 mm yr-1 rate. The integration of the data embracing the period from since ca 13.5 ka cal BP, to the actuality enabled us to propose the sea-level rise curve for the SW Iberian Atlantic margin. When confronted with the current altimetric data from TOPEX/POSEIDON, Jason I and Jason II satellites, the millennial time-scale natural trend enables to estimate the anthropogenic forcing of SLR to be in order of 1.2 – 1.8 mm year.
Palavras chave: *Estuários, lagunas costeiras, subida do nível do mar, indicadores multiproxy*.
***Key words**: Estuaries, coastal lagoons, sea level rise, multiproxy indicators*

INTRODUÇÃO

A aplicação das técnicas de telemetria satelitar, a partir do início dos anos 80 com seu progressivo amadurecimento tecnológico durante a década seguinte forneceu evidencias numéricas claras da mudança do nível médio do mar durante os últimos 3 dezenios (Zhang e Church, 2012). Os registos altimétricos dos satélites Topex/Poseidon, Jason 1 e Jason 2, conjuntamente com os registos maregráficos e da evolução térmica do oceano, permitiram traçar a evolução deste fenómeno, respetivamente, durante os dois últimos séculos (Woodworth et all.,2009; Jevreyeva et all. 2006) ou 5 décadas (Domingues et all., 2008). Vista a magnitude e as taxas do fenómeno as escalas temporais abrangidas pelas observações diretas são ainda curtas e requerem, portanto, a complementação com as reconstruções partir dos registos geológicos. A interpretação destes últimos implica datação de diferentes itens cuja posição em relação a nível do mar pode, assume se conhecida estimada a base das comparações actualísticas. Durante as últimas 3 décadas foram conseguidas várias curvas do nível do mar que resultaram da interpretação dos arquivos sedimentares ou geomorfológicos tais como por exemplo: corais (Fairbanks 1989; Bard et all.1996), preenchimentos estuarinos (Boski et al. 2008) sapas de maré (Pirazzoli & Evelpidou, 2013). Cada um destes registos é condicionado por vários fatores e portanto é portador de erros de efeito cumulativo. Os registos coralinos oferecem um quadro temporal bem determinado pelas datações radiométricas mas contêm incertezas em relação a posição dos corais datados . Os registos silicilásticos estuarinos, quando apoiados na reconstrução paleoambiental baseada em microfauna, podem ser considerados como paleomarégrafos mas com modelos de idade assentes em interpolações, por vezes, demasiado alargadas. No quadro do programa desenvolvido durante os últimos 15 anos no Centro de Investigação Marinha e Ambiental (CIMA) foi possível de reunir as evidencias da subida do nível médio do mar (nmm) assentes sobre os registos sedimentares acumulados durante os últimos 14 ka. A investigação, efetuada durante a última década, de que resultou a reconstrução do nível médio do mar na Margem Atlântica Sul Ibérica baseou-se fundamentalmente na análise de paleoambientes estuarinos (Boski et all. 2002) costeiros (Moura et all. 2006), lagunares (Freitas et all. 2002) e da plataforma (Mendes et all. 2010).

As séries sedimentares estudadas foram amostradas por via das sondagens em 3 ambientes costeiros diferentes, nomeadamente em 2 estuários em área de drenagem do Maciço de Monchique, na laguna costeira de Ria Formoza e no Estuário do Rio Guadiana. No presente trabalho, serão brevemente descritos os 4 sítios de estudo e apresentada a curva de mudança do nível médio do Mar, representativa a parte Oeste do Golfo de Cádis.

MÉTODOS

Os estudos foram levados a cabo com base em amostras recolhidas dos testemunhos, de dezenas de sondagens manuais com sonda de meia-cana e mecânicas, todas situadas em zonas intermareais As amostras para análises granulométricas, químicas, datações por 14C AMS, identificação e contagem das diatomáceas foraminíferos e pólenes, foram retiradas da zona central dos testemunhos, por forma a evitar contaminações.

RESULTADOS

Estuário do Rio Mira

No estuário do Rio Mira, situado na vertente oeste do Maciço Alcalino de Monchique, num vale fluvial de incisão profunda nas formações xisto-grauváquicas de Viseano, a sequência sedimentar acumulada atingiu uma espessura de ca de 45 m, cuja base

data de há 11141anos cal. BP. O caráter arenoso dos sedimentos não permitiu boas taxas de recuperação de testemunho resultando, em consequência num modelo de idade baseado em extrapolação extensiva. Apesar desta limitação, a interpretação da sedimentologia e conteúdo micropaleontológico aponta para uma submersão muito rápida do paleovale e subsequente preenchimento com os sedimentos arenosos provenientes fundamentalmente da plataforma continental.

Estuário do Rio Arade

Na zona vestibular do Estuário do Rui Arade em que terminam cursos de 3 rios a drenar a fachada Sul do Maciço de Monchique foram executados 3 furos de carotagem contínua a totalizar ca de 80m. A sequência sedimentar Holocénica, depositada sobre os sedimentos fluviais Pleistocénicos grosseiros, atinge espessura de no máximo 25 m. Na parte inferior desta sequência nota-se a dominação de sedimentos finos acumulados num pulso de muito acelerada subida de nível médio do mar (nmm) entre ca 8.5 e 7.5 ka cal BP, com a taxa superior a 10 mm/ano. O etapa posterior caracteriza-se pela quase estabilização do nmm caraterizado pela taxa de subida inferior a 1.5 mm/ano e predominância dos sedimentos arenosos importados da plataforma continental

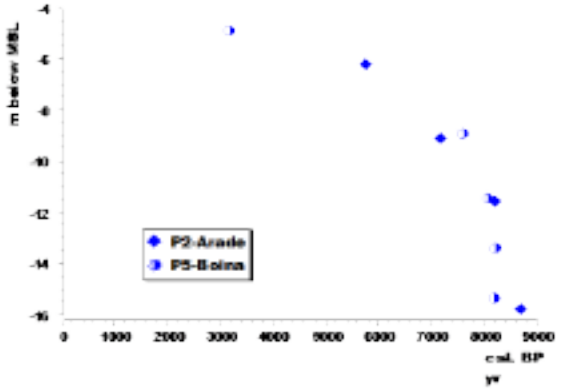


Fig.1 Relação idade/profundidade da zona intermareal em relação a nmm atual no Estuario do Arade

Ria Formosa

Os sedimentos acumulados dentro do sistema lagunar de Ria Formosa, tal como no caso do Estuário Boina-Arade, abrangeram o período dos últimos 8.5 ka cal BP. As datações dos itens sedimentares, provenientes do ambiente intermareal, isto é matéria orgânica vegetal ou conchas carbonatadas, recolhidos de ca. de 2 dezenas testemunhos de sondagens mecânicas e manuais apontam, tal como no caso do Arade, para uma subida de nmm, extremamente rápida, na ordem de 10 mm/a entre 8500 e 7500 a cal. BP (Fig. 2). Provavelmente trata-se aqui dum sinal global correspondente a último pulso de deglaciação (1c) na sequência do colapso final da Calote Laurentídea e do rompimento do Lago Agassiz. Seguido pela fase de subida lenta com a taxa de 1.7 mm/a. Em ambas as localidades, a sedimentação holocénica caracteriza-se por descontinuidades locais pautadas pela acreção rápida de corpos sedimentares arenosos de origem fluvial ou da plataforma continental. Por razões ainda não esclarecidas os itens datados, provenientes das sondagens manuais apresentam, de forma persistente, as cotas mais elevadas de que as sondagens mecânicas. Supomos que a sua distribuição entre múltiplos corpos sedimentares, sujeitos aos eventos de erosão diferenciada pode estar na origem desta situação. É de notar que as taxas de subida de NMM inferidas do registo sedimentar dos últimos 7 milénios coincidem com os valores apurados a partir dos registos maregráficos até aos anos 90.

Estuário do Rio Guadiana

Devido à uma situação geomorfológica privilegiada, isto é, a incisão do paleovale nas rochas Paleozóicas até a profundidade que pode ultrapassar 70 m abaixo do nmm, o registo mais extenso dos processos sedimentares que acompanharam a subida do nmm, após a última glaciação, foi conseguido, no estuário do Rio Guadiana. Efetivamente, trata-se de uma série de sedimentos estuarinos mais espessa, conhecida até agora em zonas não glaciadas. A reconstrução do processo deposicional, desde ca 13000 a cal BP, (Delgado et all., 2012) foi possível graças a execução de 6 sondagens mecânicas e interpretação de paleofacies sedimentares, associada a um robusto modelo de idade com base nas datações 14C. A análise de dados revelou, na base da coluna sedimentar da sondagem mais profunda, aos 62.5 abaixo de nmm um nível de sedimentos com fauna de foraminíferos dum estuário aberto, seguido pela camada de ca de 5m de sedimentos fluviais que passam em estuarinos, depositados em ambiente de sapal, a partir de cerca 13.5 ka BP. A subida do nmm que chega a estagnar cerca de mil anos depois, quando desaparecem do registo os foraminíferos bentónicos de água salobra. O período de paragem momentânea da transgressão pósglacial é atribuída ao evento frio de Drias Recente identificado pela análise polínica de Fletcher et all. (2007). A partir de 11500 a cal BP, a transgressão continua por mais de 4 milénios com a taxa de subida de 7mm a^{-1}. Embora não de forma tão clara como no Estuário de Arade e na Ria Formoza, o período entre 8.5 e 7.5 ka cal BP, parece corresponder ao avanço marinho mais rápido (Fig.2), do pulso marinho deglacial 1c, durante o qual, a sedimentação não acompanhou a criação do novo espaço de acomodação e que permitiu também a instalação da fauna de foraminíferos bentónicos marinhos. A partir de 7.5 ka cal BP a taxa média de subida do nmm decresceu para 1.2 -1.7 mm a^{-1} (Boski et all. 2008) à qual, junta-se n último século componente antrópica.

CONCLUSÕES

(i) A interpretação dos arquivos sedimentares estuarinos e lagunares, do Plistocénico terminal e do Holocénico, constitui um método imprescindível para reconstrução recente da zona litoral ;

(ii) A curva do nível do nível médio do mar no Golfo de Cádis corresponde a dois períodos : subida rápida com taxa a de 6-7 mm a^{-1}e subida lenta durante o Holocénico superior com a taxa de 1.2 -1.7 mm a^{-1} .

(iii) Na curva proposta foi possível identifica o período correspondente a Drias recente a ao pulso marinho deglacial 1c ;

(iv) Confrontando o valor de 1.2 - 1.7 mm a^{-1} correspondente a taxa de processo “natural” com o valor de subida de nmm de 3mm, medido pelos

satélites altimétricos durante as últimas 2 décadas e integrado para o globo inteiro, podemos afirmar que a componente antrópica corresponde a pelo menos metade da taxa observada no momento presente;

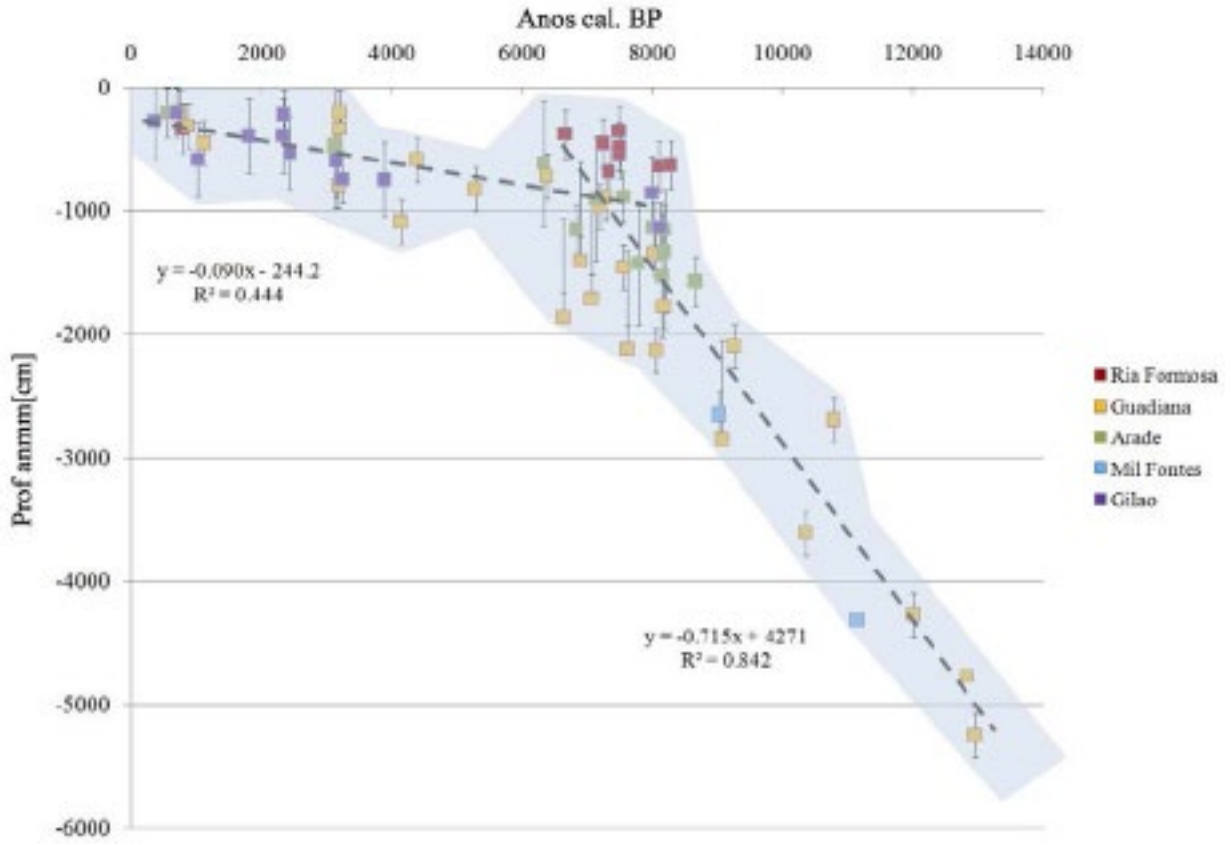


Fig.2 Curva do nível médio do mar durante a partir de 13.5 ka BP estabelecida a base dos registos sedimentares nos estuários dos Rios Mira (Mil Fontes) , Arade, Guadiana e da Ria Formoza. A area sombreada corresponde a envelope de incerteza resultante dos erros experimentais.

Agradecimentos: Este trabalho foi suportado pelos fundos do projeto SIHER - Processos de preenchimento sedimentar e a evolução Holocénica do sistema lagunar da ria formosa, PTDC/CTE-GIX/112236/2009 da Fundação para a Ciência e Tecnologia—FCT (Portugal).

Referencias bibliográficas

Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L., Cabloch, G., Faure, G., Rougerie, F., 1996. Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, 382: 241-244.

Boski, T., Camacho, S., Moura, D., Fletcher, W., Wilamowski, A., Veiga-Pires, C., Correia, V., Loureiro, C. & Santana, P. (2008). Chronology of the sedimentary processes during the post-glacial sea level rise in two estuaries of the Algarve coast, Southern Portugal. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 77, 230-244.

Boski, T., Moura, D., Veiga-Pires, C., Camacho, S., Duarte, D., Scott, D.B. & Fernandes, S.G. (2002). Postglacial sea-level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal/Spain border. *Sedimentary Geology*, 150, 103–22.

Delgado, J., Boski, T., Nieto, J.M., Pereira, L., Moura, D., Gomes, A., Sousa, C. & García-Tenorio, R. (2012). Sea-level rise and anthropogenic activities recorded in the late Pleistocene/Holocene sedimentary infill of the Guadiana Estuary (SW Iberia). *Quaternary Science Reviews,* 33, 121-141.

Domingues, C.M., Church, J.A., White, N.J., Gleckler, P.J., Wijffels, S.E., Barker, P.M., Dunn, J.R. (2008). Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise *Nature*, 453 (7198), pp. 1090-1093.

Jevrejeva, S., Moore, J. C., Grinsted, A., Woodworth, P. L. (2008). Recent global sea level acceleration started over 200 years ago? *Geophysical Research Letters.* 35, L08715.

Fairbanks, R.G., (1989). A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature,* 342, 637-642.

Fletcher, W.J., Boski, T. & Moura, D. (2007). Palynological evidence for environmental and climatic change in the lower Guadiana valley, Portugal, during the last 13 000 years. *The Holocene*, 17 (4), 481–494.

Freitas, M.C., Andrade, C. & Cruces, A. (2002). The geological record of environmental changes in southwestern Portuguese coastal lagoon since the Lateglacial. *Quaternary International*, 93-94, 161-170.

Pirazzoli, P.A., Evelpidou, N. (2013). Tidal notches: A sea-level indicator of uncertain archival trustworthiness *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 369, pp. 377-384.

Mendes, I., Rosa, F., Dias, J. A., Schönfeld, J., Ferreira, Ó., Pinheiro, J., 2010. Inner shelf paleoenvironmental evolution as a function of land-ocean interactions in the vicinity of the Guadiana River, SW Iberia. Quaternary International 221, 58-67.

Moura, D., Veiga-Pires, C., Boski, T., Albardeiro, L., Rodrigues, A.L., Tareco, H. 2007. Holocene sea level fluctuations and coastal evolution in the Central Algarve (southern Portugal)- Marine Geology.237, 127 -142.

Woodworth, P.L., White, N.J., Jevrejeva, S., Holgate, S.J., Church, J.A., Gehrels, W.R. (2009). Evidence for the accelerations of sea level on multi-decade and century timescales. *International Journal of Climatology*, 29 (6), pp. 777-789.

Zhang, X., Church, J.A. (2012) Sea level trends, interannual and decadal variability in the Pacific Ocean. Geophysical Research Letters, 39 (21), art. no. L21701.

EFECTO ANTRÓPICO EN LA DISTRIBUCIÓN DE LOS FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS DE LA ZONA INFRALITORAL AL NORTE DE LA PROVINCIA DE VALENCIA

López-Belzunce, M (1), Blázquez, A.M. (1), Pretus J (2)

(1) Instituto de Medio Ambiente y Ciencias Marina (IMEDMAR). Universidad Católica de Valencia "San Vicente Mártir". C/ Guillem de Castro, 94. 46003-Valencia. malobel.belzunce@gmail.com, ana.blazquez@ucv.es
(2). Dpto. Ecología, Universitat de Barcelona. Avda Diagonal, 643. 08028 Barcelona. jpretus@ub.edu

Abstract (Anthropic effect in the benthic foraminifera distribution of infralitoral zone to the north of Valencia province): *In this study have been identified the environmental variables that could determine the distribution of living benthic foraminifera assemblages of infralitoral zone to the north of Valencia province. The environmental variables associated to the substrate that generate more influence in the assemblage distribution are the carbonate content, the organic matter content, the grain size and bathymetry. The presence of municipal sewage contributes to the increase of dissolved organic matter that it increases the abundance of shells and the specific diversity. The anoxia and pollution effects, corroborated by the morphology of the shells, are not observed.*

Palabras clave: foraminíferos bentónicos, infralitoral, distribución ecológica, efecto antrópico.
Key words*: Benthic foraminifera, infralitoral, ecological distribution, anthropic effect.*

INTRODUCCIÓN

En los últimos años se han incrementado los estudios relacionados con el uso de los foraminíferos bentónicos como indicadores de las condiciones ambientales del fondo. Por ello, el conocimiento de los parámetros ambientales *in situ* a través de la distribución de los foraminíferos bentónicos, ha demostrado la capacidad explicativa de estos organismos como trazadores de los ambientes que habitan, por lo que han proporcionado herramientas de interpretación y extrapolación a reconstrucciones paleoecológicas. Por otro lado, la influencia de la actividad antrópica en estos ambientes se ha ido incrementando con el desarrollo intensivo y extensivo de las actividades humanas, también en el contexto marino.

Los foraminíferos son muy buenos marcadores de ambientes restringidos y, en general, de ambientes parálicos (Denebay et al., 2006, Fatela et al., 2009, Leorri y Cearreta, 2009, Rodríguez-Lázaro et al., 2013) En este trabajo se interpreta la capacidad explicativa de estos organismos como trazadores de medios costeros infralitorales abiertos y sus variaciones derivadas de los posibles efectos antrópicos en la costa.

El objetivo de este estudio es la identificación de variaciones en los parámetros ecológicos clave que determinan los patrones de distribución de las comunidades de foraminíferos bentónicos al norte de la provincia de Valencia. Para ello se han identificado dos zonas: una "zona de control" donde las condiciones del medio son "naturales" y no existen *a priori* parámetros antrópicos que puedan modificar los nichos ecológicos de las comunidades, y otra zona adyacente, denominada como "zona antropizada", identificada en las proximidades de la desembocadura de un emisario submarino de una depuradora del municipio de Canet d'Emberenguer (Valencia), donde se determinará si se producen condiciones de contaminación por parte del emisario y si las variables ambientales que determinan los patrones de distribución varían.

Para ello se han analizado variables ambientales abióticas como la temperatura, la salinidad, el pH, el oxígeno disuelto, granulometría, carbonato cálcico y materia orgánica. En cuanto a las variables bióticas destaca la presencia de praderas de fanerógamas marinas como *Posidonia oceanica*, *Cymodocea nodosa* y praderas de algas de *Caulerpa prolifera*.

A diferencia de ambientes parálicos no existe ningún factor limitante al desarrollo de las comunidades bentónicas, por lo que se contemplan mayor número de variables susceptibles de afectar a los patrones de distribución de las comunidades de foraminíferos bentónicos.

SITUACIÓN

El área de estudio está localizada al norte de la provincia de Valencia, entre los municipios de Sagunto y Canet d'Emberenguer.

En el contexto geológico la plataforma del Golfo de Valencia es de tipo progradante. Los materiales provienen principalmente de los cursos fluviales; la sedimentación es de carácter siliciclástico y está controlada por el equilibrio entre los aportes terrígenos y las condiciones hidrodinámicas fluctuantes (Rey et al., 1999). En la plataforma interna del área de estudio las arenas son muy gruesas y los depósitos de cantos y gravas se relacionan con las avenidas de los ríos principales, caracterizadas por un régimen torrencial.

En el contexto del cuaternario continental, destaca el sistema de restinga-albufera que configura la actual marjal de Almenara. La restinga es estrecha y le corresponde un perfil de playa sumergida relativamente pronunciado cuya altura emergida es reducida (en torno a 1-1,5 m s.n.m) y disminuye hacia el sur a medida que se reduce el tamaño medio de las gravas y cantos. Adosada a la restinga actual, la playa de cantos y gravas se alimenta del aporte de los ríos cercanos (Palancia y Belcaire), que drenan las sierras adyacentes y que además, junto a la red de pequeños barrancos, han contribuido a la colmatación de estos sistemas costeros.

Las principales corrientes que se generan son paralelas a la costa en dirección NE-SW, aunque su magnitud no es relevante ya que los ángulos de ataque a la costa son grandes y las alturas de ola relativamente pequeñas. En cuanto a la dinámica litoral se constata un transporte longitudinal en sentido N-S.

METODOLOGÍA

Las muestras fueron tomadas en la campaña SAGUNTO en Julio del 2009. Se realizaron perfiles perpendiculares a la costa, que se muestrearon siguiendo las isobatas de 5, 10 y 15 metros. Se muestreó con más detalle las inmediaciones del emisario submarino, cuya descarga se localiza en las coordenadas UTM (Huso 30) 741.608, 4.396.352, a una profundidad de 15 m y a una distancia de la costa de 1.636 m. La toma de muestras fue a través de buzos, que recogieron los primeros 3 cm^3 a partir del arrastre de un muestreador manual.

Con el objetivo de controlar el hábitat se caracterizaron los distintos parámetros. En cuanto a las variables temperatura, salinidad, pH y oxígeno disuelto, las variaciones son muy pequeñas por lo que no actúan de variable limitante y, por tanto, no fueron incluidas en el análisis estadístico.

Los otros factores calculados y de reconocida variación fueron materia orgánica (por el método de Walkey-Black,1934), la proporción de carbonato cálcico (calcímetro de Bernard) y el contenido granulométrico de las muestras.

En cuanto al análisis del contenido en foraminíferos bentónicos, las muestras fueron teñidas con colorante rosa de Bengala (Walton, 1952), con objeto de diferenciar entre los individuos vivos en el momento del muestreo, que conservan el citoplasma teñido, y los ejemplares muertos representados por caparazones vacíos (sin teñir). El objetivo de diferenciar entre individuos vivos (biocenosis) y muertos (tanatocenosis) es distinguir los patrones de distribución actuales y los efectos acumulativos derivados de otras variables que influencian el ecosistema, pero no regulan su distribución.

Se recogieron 300 individuos por muestra de los cuales al menos 50 estaban vivos en el momento del muestreo, para que fueran significantes estadísticamente (Murray, 2006).

Con toda esta información se procedió al estudio estadístico de los datos. En primer lugar se realizó un Análisis de Correspondencia sin tendencia (DCA), para determinar si las especies respondían a una distribución lineal o unimodal (Leps and Smilauer, 2005). Al observar que tenían una respuesta lineal se procedió al Análisis de Redundancia (RDA) que relaciona las especies con las variables ambientales analizadas, como profundidad, tamaño de grano, contenido de materia orgánica o de carbonato cálcico. Para este análisis las especies se transformaron en raíces cuadradas para maximizar la señal de ruido. Se estandarizaron las muestras por error en la varianza, ya que describe cuanta de esa varianza no es explicada por las variables ambientales. El inverso de ese valor se utilizó como el peso de las especies. Cuanto mejor se describen las especies por las variables ambientales, mejor peso tienen al final del análisis. Se utilizó la permutación de Montecarlo para obtener el p valor y se realizó un test de los parámetros ambientales para determinar cuáles explicaban mejor la distribución de los datos. Para estos análisis de utilizó el software Canoco (Ter Braak and Smilauer, 2002, Leps and Smilauer, 2005).

Por último se aplicó el índice de similaridad de Sanders (1960) para observar las diferencias entre la biocenosis y la tanatocenosis. Normalmente con valores superiores al 70% indican una buena correlación entre ambas asociaciones (Rodríguez-Lázaro et al., 2013). Estos valores son los normales para zonas de estuarios o lagunares, en cambio es de esperar que para las condiciones que se dan en la zona de estudio, con una costa abierta sin accidentes geográficos y con una dinámica litoral intensa, estos rangos varíen más.

DATOS

Los resultados se exponen diferenciando entre los datos de las variables ambientales y el análisis del contenido en foraminíferos bentónicos. El tratamiento estadístico evalúa el grado de correlación entre ambos.

a) Variables ambientales

Los análisis granulométricos indican un tipo de fondo formado por un alto contenido en la fracción arenas (2-0.063mm), más del 80%, con calibres medios y finos y morfologías subredondeadas. En los alrededores del emisario se observa un incremento del tamaño arenas debido a los aportes de restos biogénicos. La granulometría varía directamente con la profundidad excepto en las muestras mencionadas y la proporción de limos y arcillas aumenta conforme disminuye la energía del medio. Aún así las muestras están fuertemente influenciadas por la proximidad del litoral.

Los resultados del análisis de carbonato cálcico indican valores altos para toda la zona de estudio. No obstante, se observan proporciones superiores al 80% en la desembocadura del emisario (muestras 12 y 16) y zonas colonizadas por fanerógamas (muestra 6).

Respecto al contenido en materia orgánica, los valores más altos corresponden con las muestras 12, 16 y 14, también próximas al emisario, mientras que los valores en la zona de control son menores. La variable ambiental materia orgánica por si sola se puede identificar como una variable natural, pero su incremento en las inmediaciones del emisario submarino justifica su consideración como variable antrópica.

Debido a la homogeneidad de los datos las demás variables no se incluyen en el análisis, no obstante, se indican sus valores medios: temperatura: 19,5ºC, pH: 8,2 (excepto en la desembocadura del emisario que disminuye hasta 7), Oxígeno disuelto: 8,2 mg/l, Salinidad: 38‰

b) Contenido en foraminíferos

Se han identificado 5 subórdenes distintos: Lagenina, Miliolina, Rotaliina, Spirillina y Textulariina. El 60% de las especies pertenecen al suborden Rotaliina, el 30% al suborden Miliolina y el 7% al Textulariina. Los demás subórdenes solo representan el 3% restante. Se han analizado 4.748 caparazones de foraminíferos bentónicos.

Se pueden diferenciar agrupaciones de especies según la profundidad. En las muestras más superficiales (-5 m), 3, 4, 9, 10 y 19, el número de individuos contabilizado fue menor. En general se trata de muestras con más del 95% de arenas y cuyo componente biogénico es escaso. Los foraminíferos presentan caparazones erosionados, homométricos y de reducidas dimensiones, propios de un medio selectivo y energético. En la biocenosis domina el suborden Rotaliina con especies como *Ammonia becarii* (Linné), que presenta un caparazón muy resistente a los agentes energéticos (Cusminsky et al, 2006.). En la tanatocenosis la asociación dominante además de la especie *A. beccarii* destaca: *Bucella granulata* (Di Napoli), *Rosalina globularis* (D'Orbigny) y *Asterigerinata mamilla* (Williamson). El porcentaje de caparazones teñidos (vivos) es del orden del 17% al 29%.

En la isobata de 10 metros se localizan las muestras 2, 5, 8, 11, 17 y 18. En esta profundidad hay mayor proporción de foraminíferos y de restos biogénicos. Presentan caparazones heterométricos y bien conservados. Las especies dominantes en la biocenosis son *A. becarii* y *R. globularis* y la fracción de caparazones teñidos en el total analizado es desde el 12% al 20%. En cuanto a la tanatocenosis destacan, además de las especies identificadas en la biocenosis, *B. granulata, Adelosina laevigata* (D'Orbigny), *A. mamilla, Quinqueloculina bicornis* (Walker & Jacob).

Por último, la isobata de 15 m (muestras 1, 6, 7, 12, 13, 14, 15 y 16), se caracteriza por la abundancia de especies e individuos y la óptima conservación de los mismos. En estas muestras la fracción de foraminíferos del suborden Textulariina es mucho más abundante respecto a otras localidades. La proporción máxima de este suborden se localiza en la muestra 6, donde representa el 18% del contenido en foraminíferos. Los individuos teñidos son más frecuentes en esta profundidad, por ello la variabilidad de las asociaciones dominantes impide hacer una asociación generalista de estos organismos.

Los foraminíferos más abundantes son los de caparazón calcáreo, entre los que destaca la especie *A. beccarii*, caracterizada por un caparazón resistente a la energía del medio.

c) Relación entre los foraminíferos bentónicos y las variables ambientales

Con el objetivo de determinar qué análisis (lineal o unimodal) se ajustaba mejor a los datos y variables disponibles, se llevó a cabo un Análisis de Correspondencia sin tendencia (DCA). Las longitudes del gradiente con una desviación estándar menor de 3 indican un comportamiento lineal, mientras que valores mayores de 4 muestran un comportamiento unimodal (Leps and Smilauer. 2005). Las longitudes del gradiente para los datos analizados tienen tendencia lineal (0.99), por lo tanto se realizó un Análisis de Redundancia (RDA) para la biocenosis de la zona de control y de las muestras afectadas por el emisario (Fig. 1).

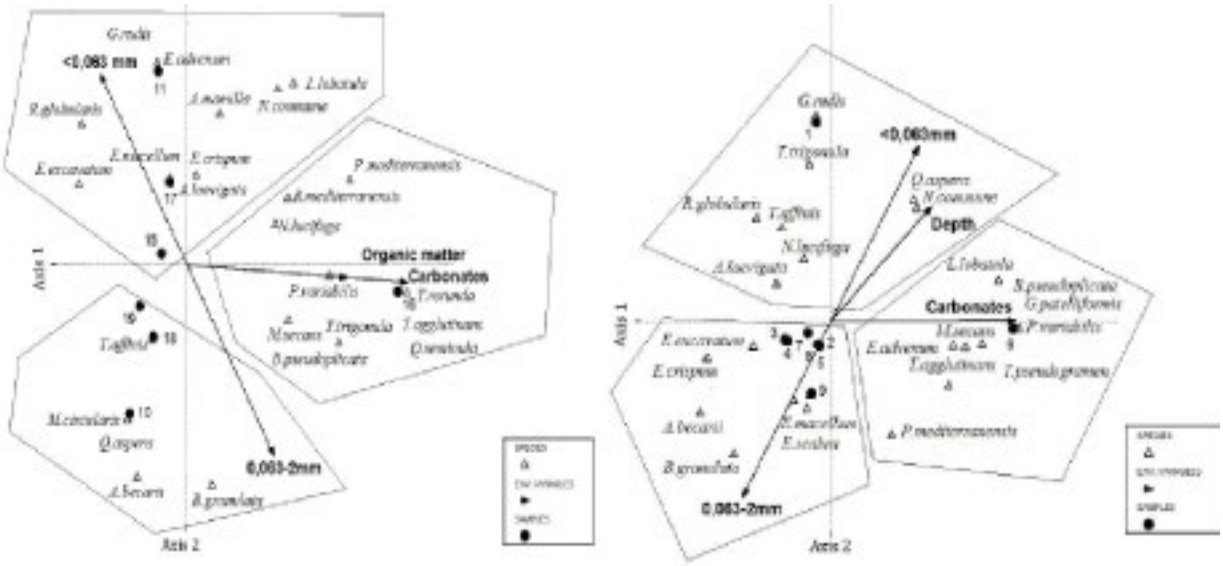


Figura 1: Representación triplot del análisis de redundancia (RDA). Las variables ambientales están representadas por flechas. Se eliminaron algunas especies para una mejor compresión del gráfico resultante. Dcha: zona de control. Izda: zona antropizada.

En el gráfico que corresponde a la biocenosis de la zona de control, el eje 1 del RDA explica el 49,3% de la varianza de los datos, mientras que el eje 2 explica 13,60 % de los datos. En conjunto los dos primeros ejes explican el 63% de la composición de las especies seleccionadas que aparecen en el gráfico. El carbonato cálcico está correlacionado positivamente con el eje 1. En cuanto al eje 2 la fracción <0,063mm esta correlacionado positivamente junto con la profundidad, mientras que la fracción 0,063-2mm esta correlacionada negativamente.

Las especies *B. granulata* y *A. becarii* muestran una cercana correlación con la fracción arena y una relación negativa con la profundidad. *Gaudriyna rudis* (Wright), *A. leavigata*, *R. globularis* y *N. commune* son especies típicas de ambientes marinos que colonizan todo tipo de fondos; en este estudio se relacionan con las fracciones de limoarcilla (<0,063mm). Las especies *Planorbulina variabilis* D'Orbigny, *Planorbulina mediterranensis* D'Orbigny, *Lobatula lobatula* (Walker & Jacob) y *Textularia agglutinan* D'Orbigny, *Bulimina pseudoplicata* (Heron-Allen & Earland), *Massilina secans* (D'Orbigny) son especies asociadas a fondos limoarcillosos y/o sustratos detríticos con praderas de *Posidonia oceanica* y *Cymodocea nodosa*. En la figura 1 se puede observar como la muestra 6 está mejor relacionada con el contenido en carbonato cálcico, así como la muestra 1 con la fracción limoarcillosa.

Por otro lado las asociaciones dominantes en la zona antropizada (en torno al emisario) se relacionan mejor con las variables carbonato cálcico, materia orgánica y tamaño de grano. En conjunto los dos primeros ejes del RDA explican el 81% de los datos. El eje 1 se ajusta mejor a las variables carbonato cálcico y materia orgánica. La asociación más afín a estas variables coincide con la encontrada en la zona de control aunque aparecen nuevas especies en la biocenosis como, *Tricloculina rotunda* (D'Orbigny), *Quinqueloculina seminula* (Linné) *y Rosalina mediterranensis* D'Orbigny, que están asociadas a la presencia de fanerógamas marinas y a sustratos detrítico enfangado (Colom, 1974). El eje 2 se correlaciona positivamente con la fracción <0,063 mm; aparece *A. mamilla* como especie nueva respecto a la zona de control. En la fracción arena figura la especie *Miliolinella circularis* (Bornemann) en la zona antropizada, asociada a sustratos de arena fina (Alejo et al., 1999).

En cuanto a las muestras se puede observar claramente que la muestra 16 está aislada de las demás; se localiza en la boca del emisario, donde además, la cantidad de materia orgánica y carbonatos es mayor. La muestra 11 tiene un mayor contenido en la fracción limoarcillosa en comparación con muestras adyacentes situadas a la misma profundidad.

Teniendo en cuenta las asociaciones de foraminíferos, la similaridad entre las muestras es del orden del 40%-50%. A tenor de lo comentado y de la cantidad de variables susceptibles de provocar cambios en la estructura de la comunidad, se consideran asociaciones bien correlacionadas.

INTERPRETACIÓN

A partir de la interpretación de los gráficos (Fig. 1), se aprecian diferencias en las variables que influyen en las asociaciones teñidas (vivas). Las variables carbonato cálcico y materia orgánica son determinantes en la zona antropizada, mientras que en la zona de control las variables dominantes son el carbonato cálcico y el tamaño de grano.

La variable carbonato cálcico se ve favorecida por la presencia de un sustrato colonizado por praderas de fanerógamas, que lleva asociado una alta diversidad de foraminíferos bentónicos, epífitos de *Posidonia oceanica*, *Cymodocea* nodosa y *Caulerpa prolifera* (Milker et al., 2009), entre los que destacan *P. mediterranensis, L. lobatula, P. variabilis, M. secans*.

En la zona antropizada (emisario) el porcentaje de materia orgánica es mayor, ya que es la segunda variable determinante, sustituyendo al tamaño de grano de la zona de control. En estas muestras se registran las mismas especies encontradas en la zona de control, sin embargo, se observa un descenso del suborden Textulariina y un aumento generalizado de la abundancia de las especies epífitas. Estas especies sésiles aumentan como efecto directo a la colonización del alga oportunista *Caulerpa prolifera,* que se instala en este medio enriquecido en materia orgánica (Sánchez-Moyano et al., 2001). Respecto al suborden Textulariina, las especies a *Eggerella scabra* (Williamson) y *Textularia pseudogramen* Chapman & Parr desaparecen en la biocenosis de la zona del emisario y descienden notablemente en la tanatocenosis. La disminución de especies (y número de caparazones) de este suborden en la biocenosis y tanatocenosis podría deberse a la problemática metodológica de identificar caparazones teñidos en las especies de este suborden o a la disolución de los caparazones aglutinados en el sedimento negro rico en sulfuro (Sen Gupta, 2002), respectivamente.

Las variables profundidad y el tamaño de grano y su influencia en la distinta zonación de los foraminíferos bentónicos es bien conocida (Murray, 2006). En general, se aprecia en este trabajo que en las zonas más profundas aumenta la diversidad específica y la abundancia de caparazones, asociado a un incremento de la fracción limoarcillosas y del contenido en carbonatos y materia orgánica. Los géneros *Elphidium, Quinqueloculina y Trigonula* colonizan tanto sustratos limoarcillosos, arenosos, ricos en carbonatos y materia orgánica. Se consideran en este estudio como géneros ubicuos, por lo que están presentes en las diferentes asociaciones.

Con objeto de evaluar la posible contaminación del medio derivada de la descarga del emisario, se han valorado los datos proporcionados por EPSAR, es decir, la entidad semipública encargada de controlar el vertido. Los datos disponibles de nitritos y metales pesados (zinc, mercurio y plomo) son menores de 10 microgramos/l, es decir, valores por debajo de los parámetros permitidos. Además, no se han apreciado caparazones de foraminíferos con cámaras anómalas que permita inferir un medio contaminado (Guillem, 2006).

Según diversos autores (Sen Gupta, 2002) en aguas poco profundas los foraminíferos bentónicos responden al flujo de materia orgánica, ya que con aportes bajos se produce un aumento de la fracción viva mientras que los aportes muy altos pueden generar condiciones de anoxia en el sedimento. En este estudio se corrobora que las mayores proporciones de caparazones vivos se registran en la zona antropizada (zona del emisario), caracterizada

por los mayores porcentajes de materia orgánica, sin llegar a producir anoxia debido a la elevada tasa de renovación de agua.

Por otro lado, el impacto de descarga de la pluma de vertido es menor aguas abajo y se constata, a partir de las asociaciones encontradas, que la pluma tiende a ir hacia el SE, alejándose de la zona de costa, desplazándose y diluyéndose hacia mar a dentro. Estos aportes pueden ser una fuente de nutrientes para organismos localizados en aguas más profundas teniendo en cuenta la dirección de la pluma y los patrones de circulación local.

Por último, la presencia de matas muertas junto a la descarga del emisario, sugiere la destrucción de praderas de fanerógamas debido posiblemente al efecto de la descarga, lo que es aprovechado por algas oportunistas como *Caulerpa prolifera.* No obstante, desde el punto de vista de las comunidades bentónicas, esta especie no constituye un sistema tan rico y estructurado como las fanerógamas pero permite el desarrollo de poblaciones de organismos, especialmente en ambientes con grandes aportes de materia orgánica (Sánchez-Moyano et al., 2001).

CONCLUSIONES

a) Tanto en la zona de control como en la zona antropizada la distribución de los foraminíferos bentónicos se ve influenciada por las variables carbonato cálcico y tamaño de grano. La variable materia orgánica cobra importancia en la distribución en la zona antropizada mientras que en la zona de control la variable profundidad es más relevante. Por lo tanto la materia orgánica es considerada como una variable antropizada, cuyo porcentaje se incrementa por la descarga de aguas residuales al medio.

b) Los aportes de materia orgánica provenientes de emisario, no tienen efectos negativos en la comunidad de foraminíferos bentónicos aunque imprime modificaciones en el tipo de sustrato, favoreciendo la reproducción del alga *Caulerpa prolifera* y disminuyendo la de fanerógamas marinas como *Posidonia oceanica* y *Cymodocea nodosa.*

c) La diversidad específica es muy elevada, especialmente a -15 m. Destacan las especie epífitas como *P. mediterranenesis*, *L. lobatula*, *P. variabilis*, *M. secans* en la zona antropizada, asociadas sobre todo a la colonización del alga *Caulerpa prolifera*. Las especies *E. scabra* y *T. pseudogramen* del suborden Textulariina disminuyen su presencia en la tanatocenosis de la zona antropizada y desaparecen de la biocenosis. Esto podría explicarse por fenómenos de disolución en el sedimento rico en sulfuros y por la dificultad de distinguir el citoplasma teñido en este tipo de caparazones.

e) No se aprecia contaminación por metales pesados, pero dado el carácter acumulativo de estos sería recomendable realizar futuros controles para cuantificar las alteraciones en las comunidades del fondo.

f) La dirección de la pluma de vertido no produce efectos perniciosos en las aguas de baño pero si una posible fuente de nutrientes para aguas profundas.

Agradecimientos: Este proyecto ha sido financiado por la Dirección General de Política Científica de la Conselleria de Educación GV/2009/129 y la Universidad Católica de Valencia (UCV/2009-006-001, UCV/2011-006-013, UCV/2012-006-003).

Referencias bibliográficas

Alejo, I. Austin, W.E.N. Francés, G. & Vilas, F. (1999). Preliminary investigations of recent foraminifera of Baiona Bay, N.W. Spain. *Journal of Coastal Research,* 15: 413-427.

Colom, G. (1974): Foraminíferos ibéricos. Investigación Pesquesa. CSIC. Tomo 38 (1): 245 p.

Cusminsky, G. Martínez, D. y Bernasconi, E. (2006). Foraminíferos y ostrácodos de sedimentos recientes del estuario de Bahía Blanca, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología* 38: 395-410.

Denebay, J-P. Bicchi, E. Goubert,E. & Armynot du Chatelet, E. (2006). Spatio-temporal distribution of benthic foraminifera in relation to estuarine dynamics (Vie estuary, Vendée, W France). *Estuarine Coastal and Shelf Scienc*e 67, 181-197.

Diz, P. & Francés, G. (2008). Distribution of live benthic foraminifera in the Ría de Vigo (NW Spain). *Marine MIcropaleontology* 66, 165-191.

Leorri, E. Cearreta, A. (2009). Recent sea-level changes in the southern Bay of Biscay: transfer function reconstructions from salt-marshes compared with instrumental data. *Scientia Marina*. 73 (2)

Fatela, F. Moreno, J. Moreno, F. Araújo, M.F. Valente, T. Antunes, C. Taborda, Rui. Andrade, C. & Drago, T.(2009) Environmental constraints of foraminiferal assemblages distribution across a brackish tidal marsh (Caminha, NW Portugal). *Marine Micropaleontology* 70, 70-88.

Guillem, J. 2006. *Tafonomía, Taxonomía y Ecología de los foraminíferos de la Albufera de Torreblanca*. TD. Universitat de València, 415 p.

Leps, J. Smilauer, P. (2005). *Multivariate analysis of ecological data using CANOCO*. Cambridge University Press, Cambridge.

Milker, Y. Scmield, G. Betzler, C. Römer, M. Jaramillo-Vogel, D. & Siccha, M. (2009) Distribution of recent benthic foraminifera in shelf carbonate environments of the Western Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology* 73, 207-225.

Murray, J.W. (2006). *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. Cambridge University Press, Cambridge. 61-179 pp.

Rey, J., Fernández Salas, L., Blázquez, A. (1999). Identificación de las unidades morfosedimentarias cuaternarias en la plataforma interna del litoral del País Valenciano: el rol de los factores morfoestructurales y eustáticos. *Geoarquología i Quaternari litoral*. Memorial M.P. Fumanal: 403- 418.

Rodríguez-Lazaro, J. Pascual, A. & Martinez García, B. (2013). Recent benthic foraminifers as indicator of the sedimentary dynamics of the Tina Mayor and Tina Menor estuaries (S Bay of Biscay, N Spain). *Journal of Marine Systems* 109-110, S213-S232.

Sanchez-Moyano, J.E. Garcia-Adiego, E.M. Estacio, F.J. & García-Gómez, J.C. (2001). Influence of the density of Caulerpa prolifera (Chlorophyta) on the composition of the macrofauna in a meadow in Algeciras bay (Southern Spain). *Ciencias Marinas,* 27 (1): 47-71.

Sanders, H.L. (1960). Benthic studies in Buzzards Bay. III. The structure of the soft-bottom community. Limnol. Oceanogr., 5: 138-153.

Sen Gupta, B. (Ed)(2002). *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 217-235 pp.

Ter Braak, C.J.F. Smilauer, P. (2002). *CANOCO reference manual and Canodraw for Windows user's guide (version 4.5)*. Microcomputer power Ithaka, NY, USA.

Walkley, A. Black, I.A. (1934). An examination of the Degtjareff method for determining organic carbon in soils: Effect of variations in digestion conditions and of inorganic soil constituents. *Soil Sci*. 63:251-263.

Walton, W.R. (1952). Techniques for recognition of living Foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research Special Publication* 3, 56-60.

Capítulo
V

TECTÓNICA CUATERNARIA Y PALEOSISMICIDAD

CORRELACIÓN PRELIMINAR DE INTENSIDADES SÍSIMICAS EMS98 Y ESI07 A EFECTOS ARQUEOLÓGICOS DE TERREMOTOS (EAEs)

M.A. Rodríguez-Pascua(1), P.G. Silva(2), R. Pérez-López(1), J.L. Giner-Robles(3), F. Martín-González(4).

(1) Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid. España. ma.rodriguez@igme.es, r.perez@igme.es
(2) Dpto. Geología. Escuela Politécnica Superior de Ávila. Universidad Salamanca. 05003-Ávila. España. pgsilva@usal.es
(3) Dpto. Geología. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. Cantoblanco. Tres Cantos. Madrid. España. jorge.giner@uam.es
(4) Área de Geología. ESCET. Universidad Rey Juan Carlos. C/ Tulipán, s/n. Móstoles, 28933 Madrid. España. fidel.martin@urjc.es

Abstract (Preliminary correlation of EMS98 seismic intensities to earthquake archaeological effects): *Using the main constructive typologies before de XX century, specially the related to the cultural heritage, this paper correlates the different EAEs with the macroseismic scales EMS98 and ESI07. Also we have established minimum and maximum intensities for different building types, such as those relating to adobe, brick, simple stone and masonry. This work aims to establish seismic intensity intervals that they can be applied to seismic deformations in heritage buildings and archaeological sites.*

Palabras clave: Efectos arqueológicos de terremotos, intensidades sísmica EMS98, intensidad sísmica ESI07, Patrimonio Cultural.
Key words*: Earthquake archaeological effects (EAEs), seismic intensity EMS98, seismic intensity ESI07, Cultural heritage.*

INTRODUCCIÓN

Atendiendo a los principales tipos constructivos anteriores al s. XX, especialmente a los que se refieren al patrimonio cultural, se ha establecido una correlación preliminar entre las diferentes estructuras de deformación sísmica de la clasificación de efectos arqueosismológicos de terremotos (*Earthquake Archaeological Effects, EAEs*) (Rodríguez-Pascua *et al*., 2011) y la escala de intensidades EMS98 (Grünthal, 1998), junto con la ESI07 (Michetti *et al*., 2007) para efectos geológicos. También se han establecido límites mínimos y máximos de intensidades para los distintos tipos constructivos, como son los referentes al adobe, ladrillo, mampuesto y sillería. Con este trabajo se pretende establecer unos intervalos de intensidades sísmicas que se puedan aplicar a deformaciones de origen sísmico en edificios del patrimonio cultural y en yacimientos arqueológicos.

ESCALA DE INTENSIDADES SÍSMICAS DE EFECTOS GEOLÓGICOS ESI07

Según la tabla de clasificación de Efectos Arqueológicos de Terremotos (*Earthquake Archaeological Effects*, EAEs) propuesta por Rodríguez-Pascua *et al*. (2011), estos efectos se puede dividir en geológicos y generados en la fábrica de los edificios. Los primeros fueron reducidos en el desarrollo de la escala de intensidades EMS98, pero ampliamente diferenciados por la escala macrosísmica ESI07 (Michetti *et al*., 2007). Por este motivo, se ha utilizado esta última escala para asignar intervalos de intensidad a los EAEs relacionados con efectos geológicos, como puedan ser licuefacciones, deslizamientos, etc.

Todos los efectos geológicos llevados a su límite máximo pueden producir la destrucción total de un yacimiento arqueológico o de un edificio patrimonial, por lo que el límite máximo del intervalo de intensidades va a ser siempre XII para todos los EAEs. El límite mínimo se ha fijado utilizando la escala ESI07 y asignando la intensidad más baja a la intensidad menor en la que un efecto geológico pueda quedar preservado en el registro geológico y/o arqueológico. En el caso de deslizamientos, caídas de bloques, compactaciones de rellenos antrópicos y licuefacciones se han podido establecer los límites mínimos tanto para la EMS98 como para la ESI07, siendo diferente para las dos escalas tan solo en el caso de rellenos y caídas de bloques. Para el segundo caso la intensidad mínima es de VI para la EMS98 y de IV para la ESI07 (Fig. 1).

ESCALA DE INTENSIDADES SÍSMICAS EMS98

En el caso del establecimiento de los valores mínimos de intensidades para los efectos en la fábrica de los edificios se ha utilizado íntegramente la escala EMS98. Para establecer estos valores mínimos se ha tenido en cuenta el tipo constructivo, cuyo número se ha reducido para el caso de construcciones históricas y patrimoniales, así como para yacimientos arqueológicos, quedando los siguientes tipos constructivos a tener en cuenta:

- Piedra suelta o canto rodado: al hueso.
- Adobe
- Mampuesto
- Ladrillo
- Sillería

Estos tipos constructivos cruzados con los intervalos de vulnerabilidad (5 valores en un código alfabético de la A a la F) y la clasificación de daños en edificios de fábrica (código numérico de 1 a 5) que propone la EMS98, podemos extraer los valores mínimos de intensidad en la que aparecen daños. Los tipos más vulnerables son de intensidad V (al hueso y adobe), llegando a VII para el caso de los más resistentes, la sillería (Fig. 2). Entre estos valores y los máximos existe una franja donde van a aparecer todos los EAEs, antes de que se produzca la destrucción total del tipo constructivo (Fig. 2). La destrucción total aparece para intensidades VIII-IX en construcciones al hueso y de adobe, llegando a ser de X para las construcciones que son más resistentes (Fig. 2). De este modo se pueden establecer unos intervalos de

intensidad sísmica que son orientativos para EAEs susceptibles de ser localizados en edificios históricos y/o yacimientos arqueológicos.

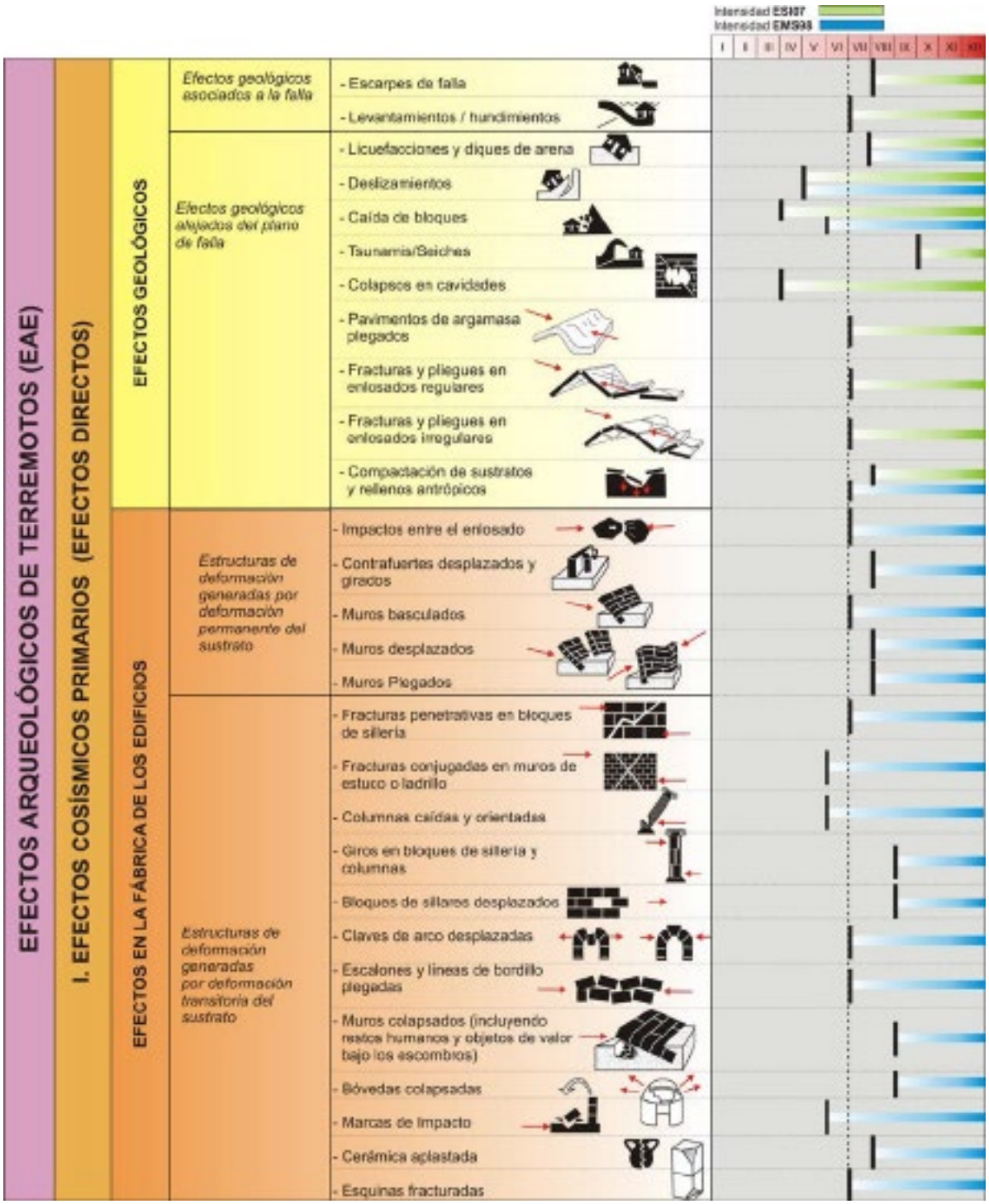


Fig. 1: Clasificación de efectos arqueológicos de terremotos (EAEs) en relación a los intervalos de intensidad en el que se pueden generar estas estructuras, teniendo en cuenta las escalas macrosísmicas EMS98 y ESI07. Las barras negras indican el límite de intensidad sísmica mínima a partir del cual se genera un determinado EAE. Modificada de Rodríguez-Pascua et al. (2011).

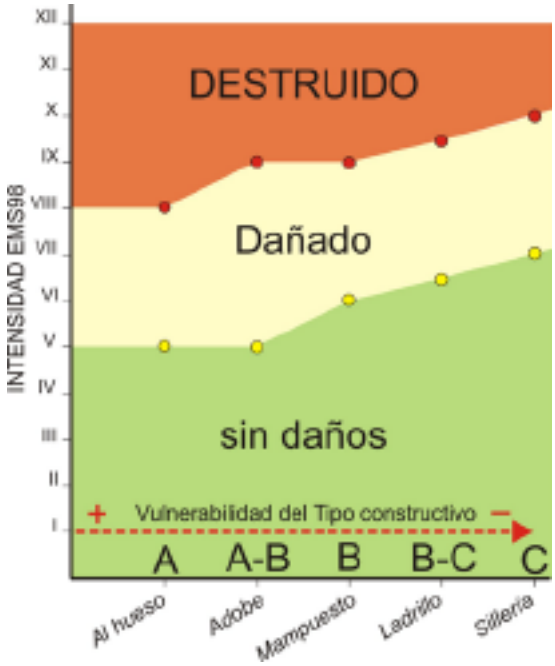


Fig. 2: Intervalos de intensidad sísmica EMS98 a partir de los cuales se generan daños y destrucción total en construcciones históricas y yacimientos arqueológicos. Se han tenido en cuenta los valores de vulnerabilidad y la clasificación de daños en la fábrica de los edificios propuesta por esta escala macrosísmica.

Teniendo en cuenta las intensidades obtenidas de este modo (Fig. 1), obtenemos valores mínimos de intensidad de IV para el mínimo más bajo y de X para el mínimo más alto (tsunamis), valor por encima del cual la escala se saturaría. Si disponemos de diferentes EAEs en un yacimiento arqueológico, se podría establecer un valor mínimo y máximo de intensidades, que marcarían un intervalo en el cual se podría encontrar la intensidad sísmica que generó los daños en el yacimiento arqueológico o edificio patrimonial en cuestión.

EL EJEMPLO DE LA CIUDAD ROMANA BAELO CLAUDIA (CÁDIZ)

La ciudad romana de Baelo Claudia se encuentra situada en la Bahía de Bolonia (Cádiz) y actualmente es visitable como Conjunto Arqueológico de la Junta de Andalucía. Baelo Claudia fue fundada en torno al s. II BC. y presenta dos niveles de destrucción de la ciudad, uno del 40-60 AD y otro del 350-395 AD tras el cual la ciudad fue abandonada (Menanteau *et al*., 1983; Sillères, 1997). Estos dos niveles de destrucción de la ciudad son interpretados como sendos terremotos por estos autores. Silva *et al*. (2005 y 2009) realizan un estudio pormenorizado de los daños en estos dos niveles de derrumbe así como de la geomorfología asociada a dichas estructuras, corroborando la hipótesis sísmica. Giner-Robles *et al*. (2009) desarrollan una nueva metodología para el análisis de EAEs en yacimientos arqueológicos mediante técnicas de geología estructural, utilizando Baelo Claudia como modelo de trabajo. Estos autores obtienen direcciones de movimiento del sustrato como consecuencia de un terremoto coherentes para el conjunto de los EAEs estudiados, siendo NO-SE.

Si tenemos en cuenta todos los EAEs clasificados por estos autores según la metodología propuesta por Rodríguez-Pascua *et al*. (2011), podemos observar que gran parte de los EAEs propuestos en esta metodología se encuentran representados en Baelo Claudia (a excepción de algunos como escarpes de falla o levantamientos o subsidencias sísmicas, por ejemplo). Los más comunes dentro del yacimiento, junto con sus intervalos de intensidad sísmica, serían:

- Pavimentos plegados: VII-XII
- Impactos entre el enlosado: VII-XII
- Desplazamientos de bloques de sillería: IX-XII
- Muros basculados: VII-XII
- Muros desplazados: VIII-XII
- Muros Plegados: VIII-XII
- Grietas penetrativas en bloques de sillería: VII-XII
- Caídas orientadas de columnas: VI-XII
- Claves de arco desplazadas: VII-XII
- Escalones y líneas de bordillo plegadas: VII-XII
- Marcas de impacto: VI-XII
- Esquinas fracturadas: VII-XII

Si tenemos en cuenta el EAE con una intensidad mínima más elevada correspondería a los “desplazamientos en bloques de sillería” (Fig. 3), cuya intensidad mínima para que se puedan generar es IX. Por tanto, esto indicaría que la intensidad sísmica mínima que generó los EAEs observados en Baelo Claudia sería de IX, en un intervalo que podría llegar hasta XII. Autores como Menanteau *et al*. (1983) o Sillères (1997), otorgan una intensidad MSK de X a este terremoto que generó el abandono de la ciudad, siendo un valor equivalente y muy similar al obtenido mediante la metodología propuesta.

Fig. 3: Desplazamiento de bloques de sillería en el Macellum de la ciudad romana de Baelo Claudia. Intensidad macrosísmica EAE mínima: IX.

CONCLUSIONES

La metodología propuesta para la estimación de intensidades macrosísmicas en yacimientos arqueológicos y/o edificios históricos está basada en la combinación de las escalas EMS98 y la de efectos geológicos ESI07. Con los valores de intensidad propuestos por ambas escalas se pueden establecer los valores mínimos de intensidades que generan los EAEs. De este modo se podrán realizar estimaciones mínimas de las intensidades sísmicas a partir de las cuales se pueden generar estos EAEs que afectaron a ciudades en la antigüedad.

Agradecimientos: Este trabajo es una aportación del grupo de Tectónica Activa, Paleosismología y Arqueosismología (QTEC) de AEQUA.

Referencias bibliográficas

Giner-Robles, J.L., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Silva, P.G., Bardají, T., Grützner, C. y Reicherter, K. (2009). *Structural Analysis of Earthquake Archaeological Effects (EAE): Baelo Claudia Examples (Cádiz, South Spain)*. Instituto Geológico y Minero de España, 130 pp.

Grünthal, G. (1998). *European Macroseismic Scale 1998: EMS98*. Ed. Musée Natioal d´Historie Narurelle. Luxembourg. 99pp.

Menanteau, L., Vanney, J.R., Zazo, C. (1983). *Belo II: Belo et son environment (Detroit de Gibraltar). Etude physique d´un site antique*. Casa de Velázquez. Serie Arqcheologie, 4, Broccard, París.

Michetti A.M., Esposito E., Guerrieri L., Porfido S., Serva L., Tatevossian R., Vittori E., Audemard F., Azuma T., Clague J., Comerci V., Gurpinar A., Mc Calpin J., Mohammadioun B., Morner N.A., Ota Y. and Roghozin E. 2007. Intensity Scale ESI 2007. En: Guerrieri L. & Vittori E. (Eds.): Memorie Descrittive Carta Geologica d'Italia., 74, Servizio Geologico d'Italia – Dipartimento Difesa del Suolo, APAT, Roma, 53 pp.

Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Garduño-Monroy, V.H., y Reicherter, K. (2011). A Comprehensive Classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) for Archaeoseismology. *Quaternary International*, 242: 20-30.

Sillières (1997). *Baelo Claudia: Una ciudad Romana de la Bética*. Junta de Andalucía- Casa de Velázquez, Madrid.

Silva, P.G., Borja, F., Zazo, C., Goy, J.L., Bardají, T., De Luque, L., Lario J., Dabrio, C.J. (2005). Archaeoseismic record at the ancient Roman City of Baelo Claudia (Cádiz, south Spain). Tectonophysics, 408 (1-4): 129-146.

Silva, P.G., Reicherter, K., Grützner, Ch., Bardají, T., Lario, J., Goy, J.L., Zazo, C. and Becker-Heidmann, P. (2009). Surface and subsurface palaeoseismic records at the ancient Roman city of Baelo Claudia and the Bolonia Bay area, Cádiz (south Spain). *Geological Society of London, Special Publication*, 316: 93-121.

ZONAS DE FALLA EN LA REGIÓN EPICENTRAL DE LA SERIE SÍSMICA DE TORREPEROGIL-SABIOTE (2012-2013)

Francisco J. García Tortosa (1,2), José A. Peláez (2,3), Mario Sánchez Gómez (1,2), Fernando Pérez Valera (2) y Carlos Sanz de Galdeano (4)

(1). Departamento de Geología - Universidad de Jaén. Campus Las Lagunillas s/n, 23071-Jaén. gtortosa@ujaen.es
(2). Centro de Estudios Avanzados de Ciencias de la Tierra (CEACTierra)- Universidad de Jaén.
(3). Departamento de Física - Universidad de Jaén.
(4). Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra. CSIC-Universidad de Granada

Abstract (Fault zones in the epicentral area of the Torreperogil-Sabiote seismic series): *Since October 2012, to May 2013, more than 2100 earthquakes have been recorded in the vicinity of the towns of Torreperogil and Sabiote, in the easternmost part of the Guadalquivir Basin. Most of them are located at depths ranging between 2 and 5 km, below the Mesozoic cover. The biggest event had magnitude 3.9 m_{bLg}, and the entire series released an energy equivalent to a 4.4 m_{bLg} shock. From a tectonic point of view, specific studies in the region are barely available due to the apparently scarce deformation of the Mesozoic and Cenozoic cover. However, some hydrogeological studies and the re-interpretation of former seismic reflection profiles, reveal blind faults in the Variscan basement also the cover.*
After a detailed survey of the epicentral area, we have verified the existence of some fault zones, the most important one striking N-S. In this fault zone, a tectonic fabric with left lateral sense is observed, nevertheless it is also possible to observe dip-slip movements. Its strike and kinematics are in agreement with one of the fault planes for the only computed focal mechanism.

Palabras clave: serie sísmica, tectónica activa, Cuenca del Guadalquivir, Cordillera Bética
Key words*: seismic series, active tectonics, Guadalquivir Basin, Betic Cordilleras*

INTRODUCCIÓN

Desde el día 20 de octubre de 2012, más de 2100 terremotos de baja magnitud han sido localizados en el entorno de las poblaciones de Torreperogil y Sabiote, en el extremo oriental de la Cuenca del Guadalquivir (fig. 1), una zona catalogada como de baja peligrosidad sísmica (Peláez and López Casado, 2002; NCSR, 2002), esto es, con valores de aceleración horizontal del suelo esperados para un período de retorno de 475 años inferiores a 0.08g, y que tampoco destaca por su sismicidad (Sanz de Galdeano y Peláez, 2011).

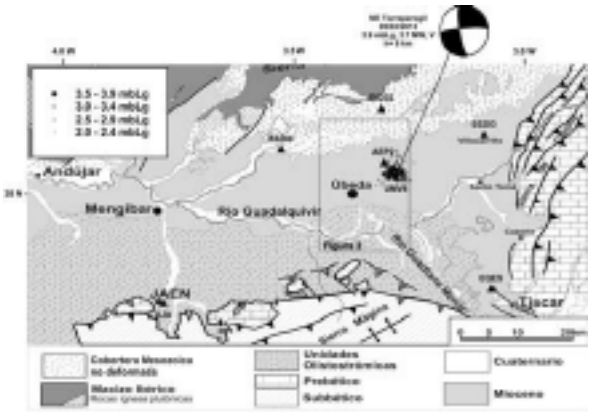


Fig. 1: Contexto geológico general en el que se sitúa la serie sísmica de Torreperogil-Sabiote y la fig. 2. Mecanismo focal calculado por el Instituto Geográfico Nacional.

La serie, en su conjunto, ha liberado la energía equivalente a un terremoto de magnitud 4.4 m_{bLg}, siendo 3.9 m_{bLg} (3.7 M_W) la máxima magnitud, registrada para un terremoto acaecido el 05/02/2013, al único que ha sido posible calcularle el mecanismo focal (fig. 1). Debido a la poca profundidad de los eventos y al hecho de que el centroide de la serie se encuentra a sólo unos 2-3 km al NE de Torreperogil, un número importante de eventos han sido sentidos en esta población.

La serie sísmica ha presentado ciertas peculiaridades que la diferencian de otras series conocidas y estudiadas en el entorno de la Cordillera Bética. Por un lado, el número de terremotos es muy superior al de otras series, y por otro, el hecho de que puede considerarse la concatenación de diferentes fases o sub-series sísmicas, relacionadas entre sí, de tal forma que se observan diferentes fases claramente distinguibles, cada una con características diferenciadas. Estas sub-series responden a un típico patrón: rápido aumento en el tiempo del número de terremotos y de la magnitud de éstos, seguido de, unas veces rápido y otras paulatino, descenso de ambas variables, interrumpido en ciertas ocasiones por eventos de magnitud algo superior, formando dientes de sierra.

Esta serie no es la única que se ha producido en los últimos años en el curso alto del Guadalquivir. Recientemente se han sucedido las de Arquillos de 2010-2011 y la de Baeza de 2011 (Peláez *et al.*, 2012). Existe además registro de terremotos de magnitud entre baja y moderada ocurridos en el período instrumental, como el terremoto de Linares de 10/03/1951 (*v.g.*, Udías *et al.*, 2005), y de terremotos destructivos en el período histórico, como el de Andújar de 1170 (*v.g.*, Peláez *et al.*, 2013). Esta actividad sísmica, junto a determinados rasgos geomorfológicos de la región, permiten considerar a la misma tectónica y sísmicamente activa (Sanz de Galdeano y Peláez, 2011).

CONTEXTO GEOLÓGICO

El área donde se ha desarrollado la serie sísmica se sitúa en la parte nororiental de la Cuenca del Guadalquivir (figs. 1 y 2). La Cuenca del Guadalquivir es una depresión alargada de dirección ENE-OSO, formada principalmente por sedimentos marinos terciarios, que se originó como cuenca de antepaís entre el Macizo Ibérico y el Frente de la Cordillera Bética. Su borde septentrional está definido por un contacto aproximadamente E-O, entre los materiales paleozoicos del Macizo Ibérico más los mesozoicos de la cobertera tabular de la Meseta y, los sedimentos terciarios marinos que rellenan la cuenca. El borde meridional, más irregular, está constituido por el frente de cabalgamiento Bético.

Fig. 2: Mapa geológico simplificado (modificado del MAGNA, Azcaráte Martín y Espejo Molina, 1972; Roldán et al., 1992) en el que se sitúan las zonas de falla principales estudiadas en este trabajo, el perfil sísmico de la fig. 3, y el perfil topográfico de la fig. 5.

En el sector de Torreperogil-Sabiote los sedimentos terciarios de la cuenca, fundamentalmente margas y limos con intercalaciones de areniscas, afloran casi horizontales, aparentemente apenas deformados y con un espesor máximo del orden de 500 m. Por debajo de ellos se encuentra la cobertera tabular de la Meseta, constituida por sedimentos del Trías, cuyo espesor es del orden de 150 m. Encima aparecen sedimentos carbonatados del Jurásico, con un espesor máximo de unos 100 m en este área. Bajo la cobertera tabular se encuentra el basamento paleozoico. Dado que el espesor de la cobertera tabular más el relleno sedimentario terciario es inferior a 1 km, los terremotos se sitúan en dicho basamento, constituido por rocas metapelíticas e intrusiones graníticas.

CARACTERÍSTICAS TECTÓNICAS DE LA REGIÓN

Desde el punto de vista tectónico apenas existen trabajos específicos en la región, a lo que ha contribuido claramente la aparentemente escasa deformación de los materiales terciarios. No obstante, algunos trabajos de carácter hidrogeológico, el estudio de algunos perfiles sísmicos comerciales, y campañas geofísicas realizadas en la zona (Rey *et al.*, 1995, 1998; Motis y Martínez del Olmo, 2012), han puesto de manifiesto la existencia de fallas normales en el basamento paleozoico que afectan a la cobertera tabular y al relleno terciario, sin llegar, aparentemente en los perfiles, a la superficie topográfica, lo que implicaría que no serían activas, o si lo fueran, serían fallas ciegas (fig. 3).

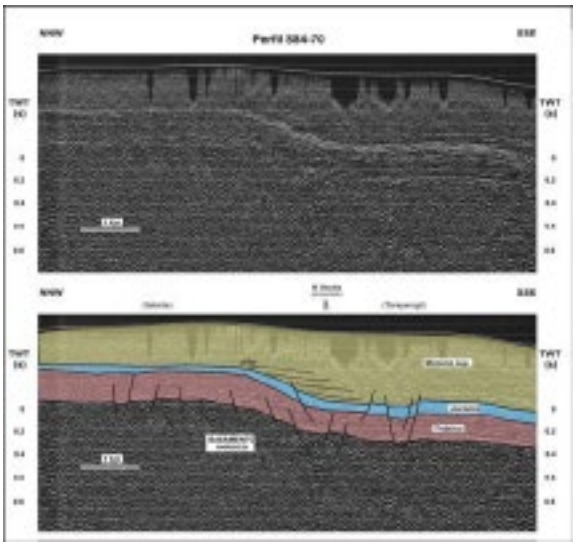


Fig. 3: Línea sísmica S84-70 e interpretación.

La zona epicentral se sitúa próxima al margen Norte de la cuenca, poco deformado, mientras que el margen Sur se muestra muy deformado, afectado por fallas y pliegues, cuyo alcance hacia el Norte y bajo los sedimentos terciarios es discutido. En cualquier caso, los cabalgamientos han progresado en profundidad algunos kilómetros más al Norte que el actual frente montañoso (figs. 1 y 2), marcado por las sierras subbéticas y prebéticas, considerándose a éstos, bien como cabalgamientos antiguos cubiertos por sedimentos más recientes, bien como cabalgamientos ciegos sin expresión en la superficie (Ruano et al., 2004; Motis y Martínez del Olmo, 2012). No obstante, existen deformaciones importantes por fallas en superficie (Pérez Valera *et al.*, 2011; Sanz de Galdeano *et al.*, 2013), situadas generalmente al Sur del actual cauce del río Guadalquivir. Algunas de estas fallas pueden considerarse activas y relacionadas con la reactivación de estructuras previas, que participaron en la estructuración del Frente de Cabalgamiento Bético (Sánchez Gómez y Torcal, 2002; Sánchez Gómez *et al.*, 2008; García Tortosa *et al.*, 2008; Sanz de Galdeano *et al.*, 2013).

En el margen Norte, las únicas estructuras conocidas hasta el momento eran, como se indicó anteriormente, las observadas en perfiles símicos comerciales de los años 80, a los que pertenece el interpretado en la fig. 3. Tan sólo hacia el Norte del sector estudiado, en el contacto con el Jurásico, viene cartografiada en la Hoja 906 del MAGNA alguna falla de dirección aproximada NE-SO (fig. 2). Igualmente, existen fallas NE-SO y con otras direcciones cartografiadas en las Hojas MAGNA del sector, que afectan al basamento y a la cobertera tabular, todas ellas interpretadas con movimiento normal. En el perfil sísmico de la figura 3

(denominado S84-70), el más próximo a Torreperogil y situado al Oeste (fig. 2), se aprecia un antiforme monoclinal de orientación supuesta E-O, que en detalle parece corresponder a una secuencia de *horst* y *graben* que descienden de forma general hacia el Sur el techo de la cobertera tabular mediante fallas normales (fig. 3) (Heredia y González Ramón, 2008; Motis y Martínez del Olmo, 2012). En cambio se reconocen reflectores del Mioceno superior como sub-horizontales, produciendo un *onlap*, lo que indicaría que estas fallas o pliegues son inactivos desde este periodo. Interpretaciones recientes sugieren que las fallas son activas, pero que no rompen la parte superior de la secuencia, sino que la deformación se acomoda en los sedimentos Miocenos, más plásticos, dando lugar a fallas ciegas (Roldán *et al*., en prensa).

Fig. 4: Detalle de la zona de falla principal (N-S). A. Aspecto general de la zona de falla. B. Bandeado de cizalla afectando a materiales pliocuaternarios. C. Fábrica pseudocataclástica.

NUEVOS DATOS DE CAMPO Y ANÁLISIS DE PALEOESFUERZOS

Tras una pormenorizada exploración del entorno de Torreperogil-Sabiote, hemos constatado la existencia de varias zonas de falla. La más importante presenta una dirección aproximada N-S, cuya expresión topográfica puede continuarse varios kilómetros desde el NE de Sabiote hasta el Sur de Torreperogil (figs. 2 y 4). En la zona de falla principal se ha observado una fábrica tectónica (fig. 4) con una dirección y buzamiento promedio N163º/74ºE, con componente principal de desgarre sinistrorso, aunque también son frecuentes estrías que implican movimientos locales en buzamiento. Afloramientos con evidencias de deformación próximos a la traza considerada principal, pero no completamente alineados, parecen indicar que la zona de falla es muy amplia o formada por un sistema de fallas ramificado. No obstante, se han observado al Sur de Torreperogil zonas de falla con fábricas de características texturales similares a la observada en la traza principal, pero con una dirección N070º. Estas otras zonas de falla presentan buzamientos desde verticales hasta 60º S. Ambas zonas de falla afectan a materiales post-Mioceno (fig. 4), llegando a involucrar a paleosuelos probablemente cuaternarios.

Un análisis estructural detallado de la zona de falla en sus principales afloramientos ha permitido determinar los paleoesfuerzos mediante el método de Galindo Zaldívar y González Lodeiro (1988). Se han obtenido, en los sedimentos miocenos fundamentalmente, más de 100 medidas de planos de falla con estrías con sentido de movimiento conocido, agrupadas en cuatro estaciones. Los resultados muestran un $\sigma 1$ casi vertical predominante, y uno menos marcado casi horizontal, de dirección aproximada N-S (se intercambian las posiciones de $\sigma 1$ y $\sigma 2$), mientras que es constante la posición de $\sigma 3$, que muestra una extensión en la dirección ENE-OSO.

GEOMORFOLOGÍA

Desde el punto de vista geomorfológico, la superficie sobre la que se encuentran las poblaciones de Torreperogil y Sabiote se corresponde con un relieve estructural sub-horizontal, ligeramente inclinado hacia el Oeste, de modo que puede considerarse como un relieve en mesa. Este relieve estructural tiene una forma estrecha y alargada en la dirección ENE-OSO. En detalle, esta superficie se encuentra escalonada y ligeramente basculada en varios sectores, entre ellos en la zona de falla (fig. 5) y al SE de Canena, de modo que el ligero basculamiento que presenta hacia el Oeste podría estar relacionado con fallas similares a la descrita como principal en el apartado anterior (zona de falla N-S). Tanto al Norte como al Sur del relieve estructural, la red fluvial se encuentra fuertemente encajada, con desniveles que superan los 350 m entre la parte superior del relieve estructural y los *talweg* de los ríos que drenan ambas laderas. La "Loma" que configura este relieve hace de divisoria de aguas entre los dos ríos más importantes del sector, el Guadalquivir al Sur y el Guadalimar al Norte, que es a su vez, aguas abajo, afluente del Guadalquivir. Cabe destacar que, el sector donde la divisoria de aguas es más estrecha,

hasta el punto que han conectado los dos sistemas fluviales, coincide o es muy próximo a la zona de falla principal descrita por vez primera en este trabajo.

Fig. 5: Perfil topográfico transversal a la zona de falla justo al Norte de Torreperogil. Su posición viene indicada en la figura 2.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Dada la coherencia con el mecanismo focal calculado (fig. 1), la zona de falla N-S de Torreperogil-Sabiote podría ser la responsable de buena parte de los eventos localizados en esta serie sísmica. Este mecanismo focal, el congruente con la compresión horizontal NNO-SSE obtenida del análisis de esfuerzos realizado en la zona de falla, de modo que el plano nodal N-S sería el plano de la falla, en neta concordancia con gran número de fallas menores sinistrorsas medidas en las estaciones. Sin embargo, no se trata del elipsoide principal, el cual muestra un $\sigma 1$ vertical y una extensión ENE-OSO. Ocurre aquí por tanto como en algunos otros puntos de las Béticas, en los que se intercambian las posiciones de $\sigma 1$ y $\sigma 2$, manteniéndose la extensión constante en la dirección ENE-OSO (Sanz de Galdeano et al., 2010).

El basculamiento observado en el relieve estructural sobre el que se ubican las poblaciones de Torreperogil, Sabiote y Úbeda entre otras, sería coherente con la actuación del sistema de esfuerzos principal.

La existencia de otras zonas de falla, entre ellas la de dirección N70ºE y buzamiento hacia el Sur, coincide con la orientación de la "Loma", y podría corresponderse con algunas de las señaladas en los perfiles sísmicos interpretados en el sector, en el que los diferentes autores han coincidido en interpretarlas como fallas normales, de modo que la "Loma" se correspondería con un *horst*. Estas fallas pueden ser a su vez el origen de muchos de los terremotos de la serie, afectando posiblemente a toda la sucesión terciaria, como puede afirmarse en la zona de falla N70ºE señalada en este trabajo.

La baja magnitud de la mayoría de los terremotos de la serie podría explicarse por la segmentación de las diferentes zonas de falla, tanto N-S como otras de dirección N70ºE, resultantes de su intersección.

Agradecimientos: Este trabajo se ha realizado gracias a la ayuda del CEACTierra, los proyectos de investigación CGL2011-30153-C02-02/BTE y Topo-Iberia Consolider-Ingenio (CSD2006-00041) y de los grupos de investigación RNM 325 y 370 de la Junta de Andalucía.

Referencias bibliográficas

Azcaráte Martín., JE. & Espejo Molina, J.A. (1972). Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 906 (Úbeda). IGME, Madrid.

García Tortosa, F.J., Sanz de Galdeano, C., Sánchez Gómez, M. & Alfaro, P. (2008). Tectónica reciente en el frente de Cabalgamiento Bético. Las deformaciones de Jimena y Bedmar (Jaén). *Geogaceta*, 44, 59-62.

Galindo Zaldívar, J., & González Lodeiro, F. (1988). Faulting phase differentiation by means of computer search on a grid pattern. *Annales Tectonicae*, II, 2, 90-97.

Heredia, J. y González Ramón, A. (2008). Investigación de la respuesta de acuíferos profundos a la explotación intensiva: caso del acuífero carbonatado de La Loma de Úbeda (unidad 05.23). Memorias IGME, Madrid, 79 pp.

NCSR (2002). Norma de Construcción Sismorresistente: Parte General y Edificación. *BOE*, 244, 35898-35967.

Peláez, J.A. & López Casado, C. (2002). Seismic hazard estimate at the Iberian Peninsula. *Pure Appl. Geophys.*, 159, 2699-2713.

Peláez, J.A, Hamdache, M., Pérez Valera, F., Henares, J., Sánchez Gómez, M. & López Casado, C. (2012). Study of the April 2010-July 2011 Arquillos and May-December 2011 Baeza seismic series in the central zone of the province of Jaén (in Spanish). *7ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. San Sebastián (España).

Peláez, J.A., Castillo, J.C., Gómez Cabrera, F., Sánchez Gómez, M., Martínez Solares, J.M. & López Casado, C. (2013). A review of the 1170 Andújar (Jaén, South Spain) earthquake, including the first likely archeological evidence. En: *Earthquake research and analysis. New advances in Seismology* (D'Amico, S., ed.), Intech, 1-20.

Perez Valera, F., Sánchez Gómez, M., Pérez Valera, L.A. & Pérez López, A. (2011). Kinematics of the Northern Betic Cordillera from gypsum fabrics (South Spain): Tectonic implications. *18th Conference on Deformation Mechanisms, Rheology And Tectonics*. Oviedo.

Rey, J., Redondo, L. & Aguado, R. (1995). Relleno, durante el Tortoniense inferior, de paleocubetas en las proximidades de Úbeda (provincia de Jaén). *Bol. Geol. Min.*, 106, 215-218.

Rey, J., Redondo, L. & Hidalgo, M.C. (1998). Interés hidrogeológico de las dolomías liásicas de la Cobertera Tabular de la Meseta (norte de Úbeda, provincia de Jaén). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 11, 213-221.

Roldán García, F., Lupiani Moreno, E. & Jerez Mir, L. (1992). Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 927 (Baeza). IGME, Madrid.

Roldán, F.J., Azañón, J.M., Rodríguez-Fernández J. & Mateos, R.M. (en prensa). Fallas ciegas de carácter transtensivo en la Cuenca del Guadalquivir. Posible origen del enjambre sísmico de Torreperogil. *Geogaceta*.

Ruano, P., Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A. (2004): Recent Tectonic Structures in a Transect of the Central Betic Cordillera. *Pure and Applied Geophysics*, 161: 541-563.

Sánchez Gómez, M. & Torcal, F. (2002). Recent tectonic activity on the south margin of the Guadalquivir basin, between Cabra y Quesada towns (provinces of Jaén and Cordoba, Spain). *Primer Centenario del Observatorio de Cartuja. Cien años de Sismología en Granada*. Granada (España).

Sánchez Gómez, M., Peláez, J.A., García Tortosa, F.J., Torcal, F., Soler Núñez, P. & Ureña Cámara, M.A. (2008). Aproximación geológica, geofísica y geomorfológica a la actividad tectónica en el valle del alto Guadalquivir. *6ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. Tomar (Portugal).

Sanz de Galdeano, C., Shanov, S., Galindo Zaldívar, J., Radulov, A., Nikolov, G. (2010). A new tectonic discontinuity in the Betic Cordillera deduced from active tectonics and seismicity in the Tabernas Basin. *Journal of Geodynamics*. 50, 57-66.

Sanz de Galdeano, C. & Peláez, J.A. (2011). *Fallas activas en la Cordillera Bética. Una aproximación a partir de la información tectónica y sísmica*. Editorial Universidad de Granada.

Sanz de Galdeano C., García Tortosa F.J. & Peláez J.A. (2013). Estructura del Prebético de Jaén (sector de Bedmar). Su relación con el avance del Subbético y con fallas en el basamento. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 26, 55-68.

Udías, A., Muñoz, D., Buforn, E., Sanz de Galdeano, C., del Fresno, C. & Rodríguez, I. (2005). Reevaluation of the earthquakes of 10 March and 19 May 1951 in southern Spain. *J. Seismol.*, 9, 99-110.

EFECTOS ARQUEOSISMOLÓGICOS DEL TERREMOTO DE ACAMBAY DE 1912 (MICHOACÁN, MÉXICO)

Rodríguez-Pascua, Miguel A. (1), Garduño-Monroy, V.H.(2), Pérez-López, R. (1), Perucha, M.A. (1), Israde-Alcántara, I.(2)

(1) Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. SPAIN. ma.rodriguez@igme.es, r.perez@igme.es, ma.perucha@igme.es
(2) Instituto de Investigaciones Metalúrgicas. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Morelia. MEXICO. vhgardunom@gmail.com, aisrade@gmail.com .

Abstract (Archaeoseismological effects of the 1912 Acambay Earthquake, Michoacan, Mexico): *The Acambay earthquake of 1912 was one of the most destructive intraplate earthquake in the XX Century located in central Mexico. Urbina and Camacho, geologist and seismologist respectively, researchers of the Mexican Geological Survey made one of the most complete and interesting field reports about destructive earthquakes. These authors reported the geological and archaeoseismological effects in the macroseismic zone. All of these data are useful so far and this paper revisited the macroseismic zone 100 years after and applies modern structural analysis in order to obtain new vision of the real consequences and the spatial distribution of the effects. It allow trace the mean direction of ground movement in the macroesismic zone (N-S).*

Palabras clave: Efectos arqueosismológicos de terremotos, arqueosismología, terremoto de Acambay de 1912.
Key words*: Earhquake archaeological effects (EAEs), Archaeoseismology, 1912 Acambay earthquake.*

INTRODUCCIÓN

El registro histórico de grades terremotos en México se extiende fundamentalmente hasta el s. XVI, existiendo también datos en códices prehispánicos (García Acosta et al., 1996). Muchos de estos terremotos se han asignado a la actividad de la zona

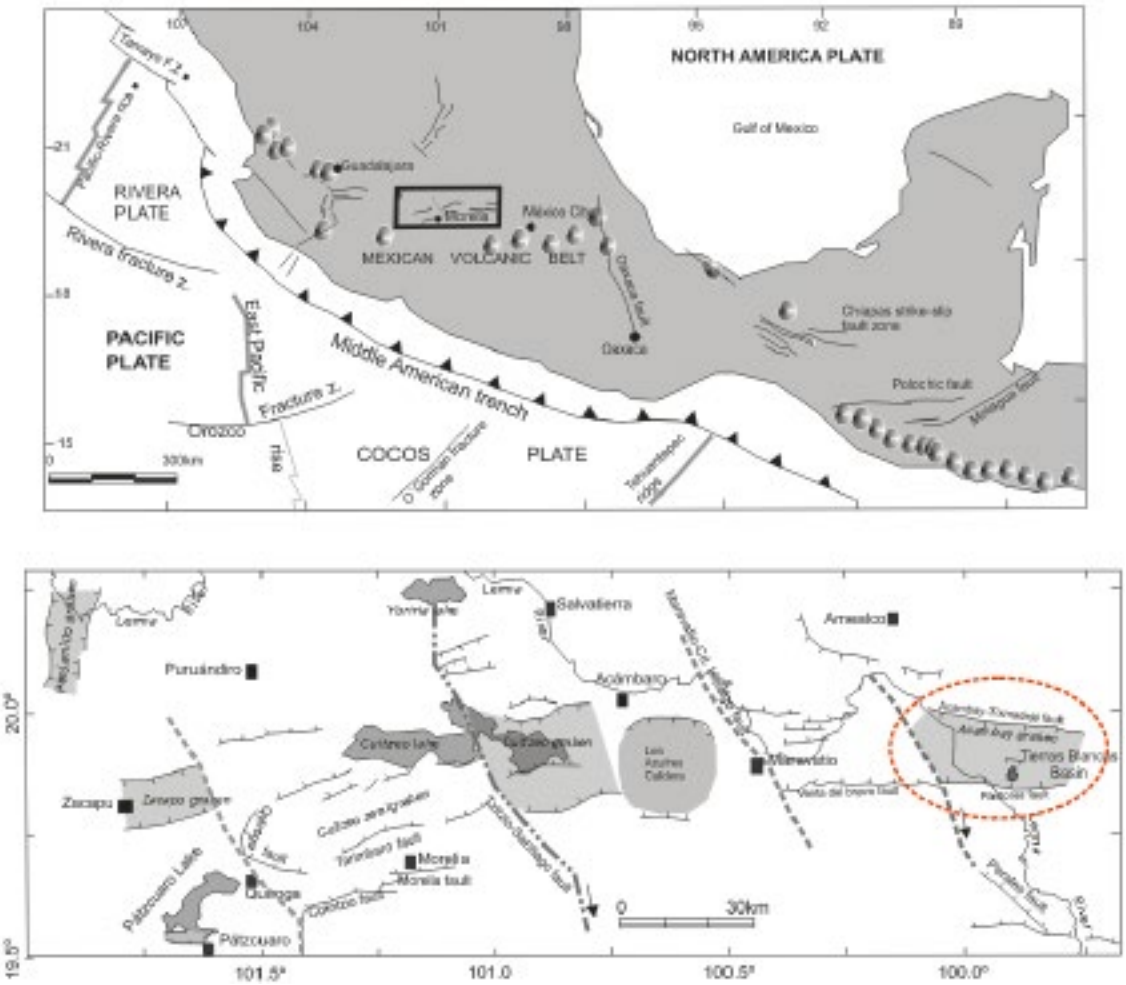


Fig. 1: Situación del área macrosísmica del terremoto de Acambay de 1912: A) marco tectónico del Arco Volcánico Transmexicano y la zona de Falla de Morelia-Acambay (FMA, rectángulo negro); B) detalle de la zona de FMA y del área epicentral del terremoto de Acambay de 1912 (elipse roja).

de subducción de la Placa Pacífica bajo la Placa Americana. Sin embargo, existen evidencias de grandes fallas activas en el interior de la Placa Norteamericana (Garduño Monroy et al., 1998), como es el caso de la Falla de Morelia-Acambay (FMA) (Suter et al., 1992). Esta falla fue la responsable del destructivo terremoto de Acambay de 1912 (Fig. 1). La magnitud asignada a este terremoto es de 6.9 (Langridge et al., 2000). Días después del terremoto, en plena revolución mexicana, dos geólogos del Instituto Geológico Mexicano, realizaron uno de los mejores trabajos sobre geología de terremotos en esta época, eran Fernando Urbina y Heriberto Camacho. Un año más tarde publicaron una monografía sobre este trabajo (Urbina y Camacho, 1913) que hoy en día se sigue utilizando para comprender mejor dicho terremoto y en la que se ha basado este trabajo. Se han revisitando las zonas cartografiadas por estos geólogos para aplicar técnicas modernas de geología estructural a las deformaciones generadas en el patrimonio histórico y documentadas por estos autores.

SITUACIÓN

La FMA tiene una dirección media E-O y se encuentra situada dentro del Arco Volcánico Transmexicano (AVTM) (Suter et al., 1992, Suárez et al., 1994) (Fig. 1). La actividad cuaternaria de esta falla ha determinado la geomorfología de la zona (Ramírez-Herrera, 1998) y la evolución de varias cuencas lacustres como la de Tierras Blancas donde aparece abundante actividad paleosísmica cuaternaria (Rodríguez-Pascua et al. 2010).

La zona megasísmica del terremoto de Acambay de 1912 abarca fundamentalmente el graben o Cuenca de Acambay (Fig. 1), donde se encuentran los principales efectos arqueosismológicos documentados por Urbina y Camacho (1913). Este graben está limitado al N por la Falla de Acambay-Tixmadeje (FAT) y al S por la Falla de los Pastores (FP). En la zona axial del graben existe una zona de falla normal denominada por Urbina y Camacho (191 3) Sistema Central (FSC).

METODOLOGÍA

Mediante el abundante material fotográfico aportado en el informe de Urbina y Camacho (1913), se han podido clasificar las estructuras arqueosísmicas generadas durante el terremoto utilizando la clasificación propuesta por Rodríguez-Pascua (2011). Además, se han revisitado las principales zonas afectadas y los edificios históricos donde aún es posible observar estos EAEs, algunos de ellos reparados tras el terremoto.

Con todos estos datos se ha realizado un análisis estructural geológico (Giner Robles et al., 2009, 2011 y 2012), con el fin de calcular las direcciones de movimiento del terreno que generaron los EAEs.

DATOS

El trabajo de Urbina y Camacho (1913) recopila un importante número de daños orientados en construcciones, así como planos de algunas

Fig. 2: Desplazamiento en la basa de los de fustes de columnas de madera en porches de entrada de casas en la localidad de Acambay (modificada de Urbina y Camacho, 1913).

Fig. 3: Efectos arqueosismológicos en la iglesia de Dongú: A) claves de arco caídas y fracturas penetrativas en muros N-S (modificada de Urbina y Camacho, 1913) y B) vista actual de la iglesia de Dongú con las reparaciones realizadas en 2010.

localidades afectadas por el terremoto indicando las orientaciones de los daños, como es el caso de Acambay, Temascalcingo y San Andrés de Timilpan. A continuación de enumeran las localidades revisitadas 100 años después del terremoto con los principales EAEs documentados:

Acambay: muros colapsados orientados, desplazamiento de bloques de sillería y desplazamientos de elementos estructurales como columnas (Fig. 2).
Dongú: fracturas penetrativas, claves de arco caídas. En el último caso se observaron solo en los arcos N-S de la torre del campanario, mientras que los perpendiculares no fueron afectados (Fig. 3).
Tixmadeje: desplazamiento de los bloques de sillería de la entrada principal, con dirección de movimiento N-S.
Temascalcingo: la iglesia quedó seriamente dañada por el terremoto, encontrándose en fase de construcción en el momento del sismo. Hoy en día es posible observar las caídas de las claves de los arcos del campanario (NO-SE) (Fig. 4).
Rancho de Toxi: fracturas penetrativas en muros de ladrillo. Los orientados E-O muestran fracturas horizontales, mientras que los N-S presentan fracturas conjugadas (Fig. 5). Esto indicaría movimientos alternantes del sustrato en dirección N-S.
San Lorenzo Tlacotepec: muros fracturados y desplazados que indican una dirección de movimiento del sustrato N-S.

Fig. 4: Clave caída de arco y reparación posterior en la torre del campanario de la iglesia de Temascalcingo. Muro orientado NO-SE.

CONCLUSIONES

Las orientaciones medias de movimiento del sustrato obtenidas mediante el análisis estructural geológico de los EAEs es N-S para la zona megasísmica. En la zona NO del graben de Acambay y en la SE estas trayectorias de movimiento tienden a disponerse NO-SE (Fig. 6).

Agradecimientos: este trabajo ha sido financiado mediante un proyecto del Plan Nacional Mexicano del CONACYT: "Estudio Tectónico, de Paleosismología y de efectos sísmicos Arqueológicos en lagos del Holoceno y Actuales del Cinturón Volcánico Trasmexicano y del Bloque Jalisco". Este trabajo es una aportación del grupo de Tectónica Activa, Paleosismología y Arqueosismología (QTEC) de AEQUA.

Referencias bibliográficas

García Acosta, V. & Suarez Reinoso, G. (1996). *Los sismos en la historia de México. Vol. I. 450 años de documentos*. Ed. FCE/CIESAS/UNAM. 718pp.
Garduño Monroy, V.H., Cuevas Muñiz, A. & Escamilla Torres, R.J. (1998). *Descripción histórica de la sismicidad en Colima, Jalisco y Michoacán*. Ed. Universidad Michoacana/Universidad de Colima. 172pp.
Giner-Robles, J.L., Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Silva, P.G., Bardají, T., Grützner, C, & Reicherter, K. (2009). *Structural Analysis of Earthquake Archaeological Effects (EAE): Baelo Claudia Examples (Cádiz, South Spain).* Ed. Instituto Geológico y Minero de España. 130 pp.
Giner-Robles, J.L., Silva Barroso, P.G., Pérez-López, R.,

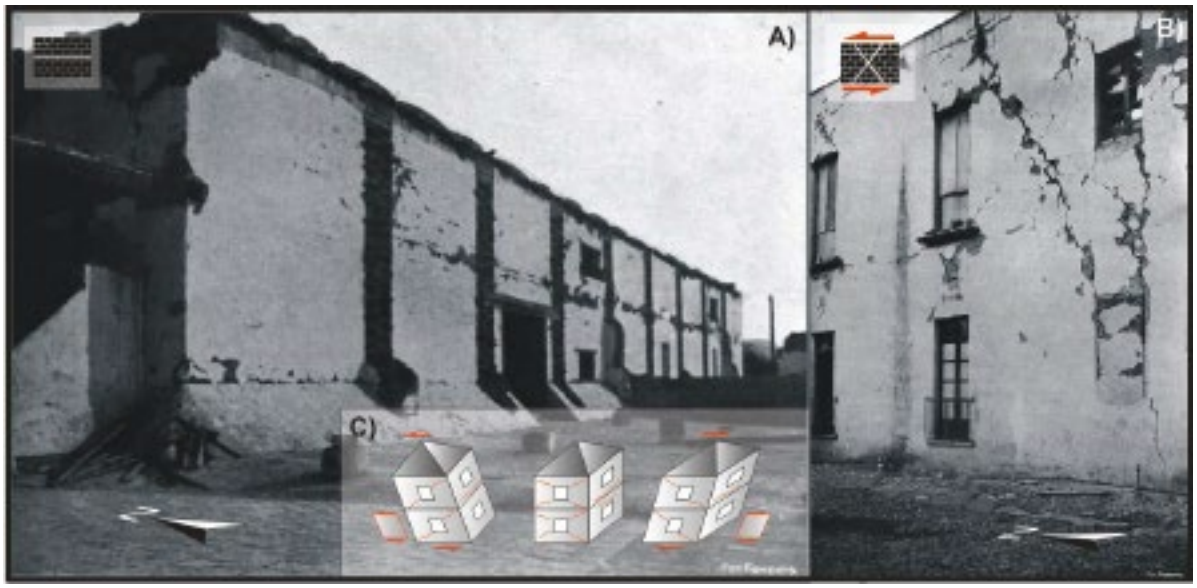


Fig. 5: Efectos arqueosismológicos en la Hacienda de Toxi: A) fracturas horizontales en muros E-O; B) fracturas conjugadas en muros N-S (modificada de Urbina y Camacho, 1913) y B) modelo explicativo de la dirección de movimiento del sustrato para generar estas estructuras orientadas.

Rodríguez-Pascua, M.A., Bardají Azcárate, T., Garduño-Monroy, V.H. & Lario Gómez, J. (2011*). Evaluación del daño sísmico en edificios históricos y yacimientos arqueológicos. Aplicación al estudio del riesgo sísmico. Proyecto EDASI.* Serie Investigación. Ed. Fundación MAPFRE, 96 pp..

Giner-Robles, J.L., Pérez-López, R., Silva, P.G., Rodríguez-Pascua, M.A., Martín-González, F. & Cabañas, L. (2012). Análisis estructural de danos orientados en el terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011. Aplicaciones en Arqueosismologia. *Boletín Geológico y Minero de España*, 123 (4): 503-513.

Langridge, R.M., Weldon, R.J., Moya, J.C. & Suárez, G., (2000). Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadejé fault, Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. Geophys. Res*., 105 (B2), 3019-3037.

Ramírez-Herrera, M.T. (1998). Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican Volcanic Belt. *Earth Surface Processes and Landforms,* 23, 317–332.

Rodríguez-Pascua, M.A., Garduño-Monroy, V. H., Israde-Alcántara, I. & Pérez-López, R. (2010). Estimation of the paleoepicentral area from the spatial gradient of deformationin lacustrine seismites (Tierras Blancas Basin, Mexico). *Quaternary International*, 219, 66–78.

Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Silva, P.G., Giner-Robles, J.L., Garduño-Monroy, V.H. & Reicherter, K. (2011). A Comprehensive Classification of Earthquake Archaeological Effects (EAE) for Archaeoseismology. *Quaternary International*, 242: 20-30.

Suter, M., Quintero. O. & Johnson, C.A., (1992). Active faults and stage of stress in the central part of the Trans-Mexican volcanic belt, 1 – The Venta del Bravo Fault. *J. Geophys. Res.,* 97, 11983-11994.

Urbina, F. & Camacho, H., (1913). La zona megaseismica Acambay – Tixmadege, estado de México, movida el 19 de noviembre de 1912. *Boletín del Instituto Geológico de México,* 32, 125 p.

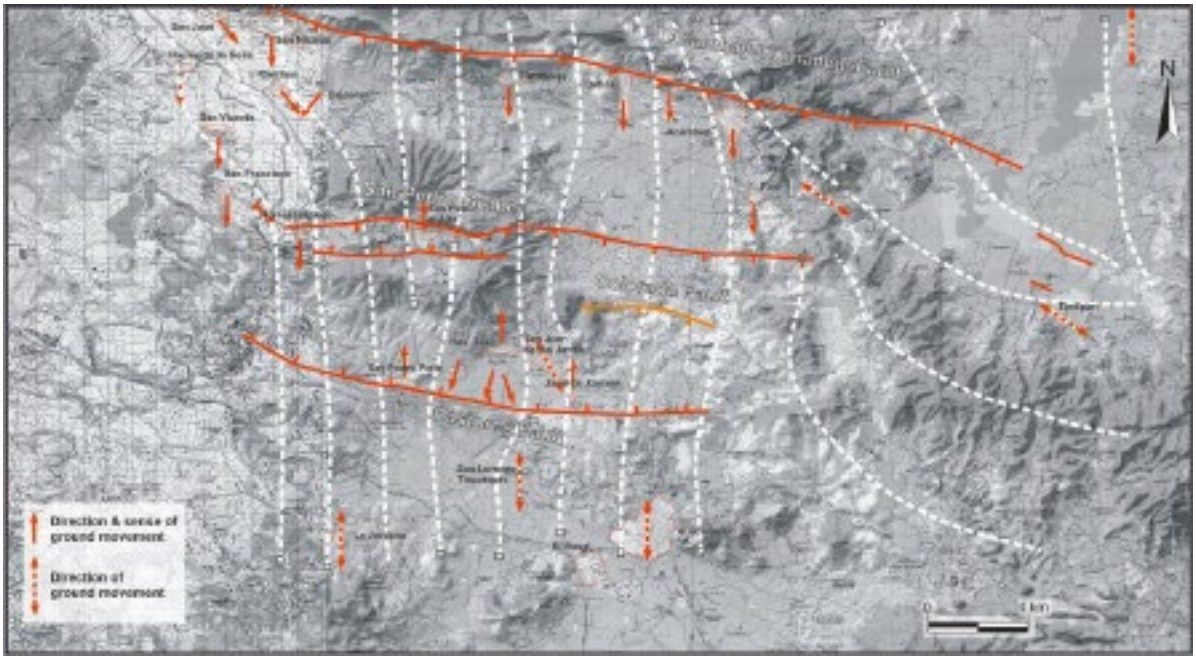


Fig. 6: Trayectorias de movimiento medio del sustrato durante el terremoto de Acambay de 1912. Las trayectorias han sido calculadas mediante el análisis estructural geológico de EAEs documentados por Urbina y Camacho (1913) y tomadas sobre el terreno 100 años después del sismo.

Capítulo
VI

GLACIARISMO Y PERIGLACIARISMO

CRITERIOS PARA EVALUAR LA FIABILIDAD DE LAS CRONOLOGÍAS GLACIARES DEL ARCO MEDITERRÁNEO DURANTE LA MÁXIMA EXTENSIÓN DEL GLACIARISMO EN EL PLEISTOCENO SUPERIOR

D. Domínguez-Villar (1), R.M. Carrasco (2), J. Pedraza (3), J.K. Willenbring (4)

(1) Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), 09002 Burgos, Spain. david.dominguez@cenieh.es
(2). Dpto. Ingeniería Geológica y Minera, Universidad de Castilla-La Mancha, 45071 Toledo, Spain. rosa.carrasco@uclm.es
(3) Dpto. Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, Spain. javierp@geo.ucm.es
(4) Dpto. Earth and Environmental Sciences, University of Pennsylvania, 19104-6313 Philadelphia, USA. erosion@upenn.edu

Abstract (Criteria for evaluating the reliability of glacier chronologies for the maximum glacier extension from the Mediterranean region during the Late Pleistocene): *The technological advances on several dating techniques during the past decade have attracted back the attention to glacier studies, since if their records are accurately dated, they represent excellent paleoclimate archives. The age of the maximum extent of glaciers from the Mediterranean region has been under debate for over a decade, with reliability of glacier chronologies focusing most of the attention. The increase of glacier chronologies is not clarifying this debate but frequently adding noise that prevents identifying a regional paleoclimate pattern. We believe that the solution of this debate is not in increasing the number of studied sites but in evaluating their accuracy (quality vs. quantity). Therefore, here we suggest five criteria in order to asses the reliability of existing glacier chronologies. A limited number of chronologies satisfy this quality control, which highlights the importance of paying more attention to chronological methods in glacier studies.*

Palabras clave: Cronología, fiabilidad, Glaciar, paleoclima
Key words*: Chronology, Reliability, Glacier, paleoclimate*

INTRODUCCIÓN

Los estudios del glaciarismo en la región mediterránea han proliferado en la última década gracias a la aplicación en este ámbito de los avances que se vienen realizando en diversas técnicas de datación. Se ha producido un incremento en la atención de los investigadores hacia los registros glaciares respecto a las décadas previas, producto del interés actual por el clima y la necesidad de entender las dinámicas del clima en el pasado. Así, el incremento de este tipo de estudios se ha producido una vez demostrada la viabilidad técnica de fechar sedimentos u otros indicadores geomorfológicos del registro glaciar.

En Europa, el glaciar de *Icesheet* Escandinavo (Rinterknecht et al., 2006) y buena parte del glaciarismo alpino (Ivy-Ochs et al., 2008) alcanzan sus máximas extensiones coincidiendo con el Último Máximo Glaciar a nivel global hace unos 21± 2 ka (Mix et al., 2001). Sin embargo, en los glaciares de montaña del arco mediterráneo las cronologías para el máximo glaciar son dispares aunque en algunos macizos parecen indicar un avance máximo anterior al Último Máximo Glaciar global (p.e., Giraudi, 2012). Se ha sugerido una causa paleoclimática que podría explicar este fenómeno debido al desplazamiento de la trayectoria de las tormentas hacia el sur del continente con anterioridad al Último Máximo Glaciar global (Florineth y Schlüchter, 2000). Aunque un balance de masa dominado por la precipitación más que por la temperatura podría explicar un avance temprano de los glaciares mediterráneos, esta hipótesis carece de una coherencia espacial con las cronologías glaciares existentes y una clara definición temporal que este acorde con el contexto paleoclimático del mediterráneo.

El amplio rango temporal de las cronologías glaciares para la máxima extensión de los hielos hace difícil conciliar los resultados de distintos grupos de investigación en diferentes macizos (Hugues y Woodward, 2008). Existen interpretaciones que pretenden explicar la disparidad de las cronologías en regiones próximas entre sí (p.e., Calvet et al., 2011) aludiendo a factores climáticos locales/regionales, aunque no se ven apoyadas por registros paleoclimáticos. Tal es la dispersión temporal proporcionada por las distintas cronologías, que registros de glaciarismo previamente asignados a la última glaciación pueden ser fechados por otros autores como pertenecientes a glaciaciones previas (Hughes et al., 2011). Sin embargo, el uso de distintos métodos de datación en áreas con cronologías dispares arroja una sospecha directa sobre su credibilidad (Pallàs et al., 2006).

En este trabajo se presentan cinco criterios que hemos considerado esenciales para la evaluación de la fiabilidad de una cronología glaciar. Nosotros consideramos que una cronología glaciar es robusta o fiable cuando satisface los cinco criterios. La identificación de cronologías robustas es esencial para entender el significado paleoclimático de los registros glaciares de las montañas mediterráneas, por lo que este tipo de análisis permitirá la eliminación de "ruido" en la base de datos ya existente.

METODOLOGÍA

Para valorar la fiabilidad de una cronología glaciar durante la máxima extensión de los glaciares se han considerado cinco criterios: 1, que el elemento datado represente el máximo glaciar; 2, que el método empleado ofrezca una exactitud adecuada; 3, que exista una replicabilidad de dataciones entorno al máximo; 4, que el resultado tenga sentido

geomorfológico, y finalmente, 5, que el resultado tenga sentido paleoclimático. En este control de fiabilidad no se tiene en cuenta la precisión de las mediciones, ni se han penalizado las dataciones indirectas del glaciarismo si existe una conexión clara con el glaciar (p.e., depósitos lacustres/turbosos postglaciares). A la hora de realizar el control de fiabilidad consideramos que no hay un método de datación mejor que otro y que su evaluación viene determinada por la satisfacción de los principios en los que se basa el método y la coherencia entre el evento que se quiere datar y la relación con el material seleccionado, es decir, el material muestreado significa realmente lo que nosotros interpretamos. A continuación desarrollamos los cinco criterios planteados:

1. Muestreo del máximo glaciar. Para datar el máximo glaciar se han de muestrear elementos que representen el máximo glaciar. A pesar de la sencillez de este axioma, es un criterio difícil de cumplir ya que con frecuencia la dinámica gravitacional, fluvial o periglaciar ha borrado o alterado el registro del máximo glaciar que en ocasiones puede estar representado por indicadores poco definidos. La diferencia cronológica entre elementos geomorfológicos próximos entre sí (p.e., decenas de metros) puede ser de miles de años (Carrasco et al., 2012). Por lo tanto, es fundamental ser capaz de localizar sin lugar a duda los elementos más externos del paleoglaciar para el periodo que se pretende estudiar. La preservación deficiente del registro para su máxima extensión hace que en ocasiones las dataciones se realicen sobre elementos próximos a la máxima extensión (Pallàs et al., 2006), aunque estas cronologías no pueden considerarse indicadores del máximo glaciar.

2. Exactitud del método. Al aplicar cualquier método de datación se asumen una serie de circunstancias que permiten convertir un ratio isotópico, una dosimetría u otras variables en una edad. Sin embargo, con frecuencia no se respetan o tienen en cuenta esas circunstancias o principios que requiere cada técnica para ser aplicada. Aquí revisamos sucintamente las problemáticas más habituales en las técnicas de datación comúnmente aplicadas en paleoglaciares de la región mediterránea. Las dataciones por radiocarbono asumen que el ^{14}C proviene de la composición en equilibrio con la atmósfera en el momento de formación de la muestra. Por lo tanto, regiones calcáreas o con restos carbonosos antiguos que pueden aportar física o químicamente una fuente adicional de ^{14}C a nuestra muestra hacen que por lo general, ésta no pueda ser fiable. No obstante, aunque raramente utilizados, existen métodos que pueden minimizar este problema (Bordonau et al., 1993). Ya que en el área mediterránea los carbonatos son frecuentes en macizos montañosos, esta técnica no se recomienda en aquellas zonas, a no ser que el muestreo se realice en materiales que ofrezcan garantías de equilibrio atmosférico, como troncos de árboles (Monegato et al., 2007). El método de OSL requiere un blanqueo total de los granos analizados lo que requiere una efectiva exposición a la luz solar. No es una técnica muy apropiada en materiales glaciares donde los till y los depósitos fluviales subglaciares nunca estuvieron expuestos a la luz solar durante su sedimentación. Por lo que ha de emplearse sobre sedimentos fluviales proglaciares en conexión geomorfológica con el máximo glaciar. Sin embargo, la turbidez producida por la harina glaciar en este tipo de ambientes hace necesaria la comparación de muestras de la misma terraza fluvial localizada decenas de kilómetros aguas abajo del glaciar o en cuencas no glaciadas donde el blanqueo de granos no estuviera comprometido. Para valorar adecuadamente el blanqueo de granos y poder considerar fiable la datación, las técnicas de *single-grain* son deseables frente a las *multi-grain*. Sin embargo, esta es una técnica muy apropiada para datar depósitos tipo *loess* que pudieran tener una relación directa con el glaciarismo (Lewis et al., 2009). El método de U-Th se ha empleado de forma directa o indirecta. La datación directa de cementos en morrenas es desaconsejable dada la posible incorporación de Torio detrítico en la muestra y sobre todo a la falta de referencia cronológica entre el desarrollo del cemento y la sedimentación de la morrena. De hecho los trabajos que usan este método por lo general presentan series de datos relativamente antiguas, y con amplias distribuciones cronológicas en coherencia con un envejecimiento esperado por presencia de ^{232}Th y un dilatado periodo de formación de cementos en la morrena desde su momento de sedimentación (Hughes et al., 2011). Las dataciones indirectas de sedimentos en ambientes kársticos están sujetos a que la interpretación que relaciona el máximo glaciar y el evento hídrico que generó el material datado sea correcta (Bakalowicz et al., 1984). Dado que los ambientes kársticos no tienen una respuesta linear y que la mayor dinámica hídrica no corresponde con el máximo glaciar sino con momentos de deshielo, no lo consideramos un método fiable. Las dataciones por nucleidos cosmogénicos (habitualmente ^{36}Cl, ^{21}Ne y ^{10}Be) se pueden aplicar sobre superficies pulidas o generalmente en bloques glaciares. Aunque su aplicación sea directa sobre el elemento que represente el máximo glaciar, existen diversas circunstancias que pueden hacer que estas dataciones sean poco fiables. La existencia de herencia de eventos de exposición previa o la erosión deficiente desde el anterior evento de exposición puede envejecer las edades, mientas que un enterramiento parcial, la rotación del bloque o la erosión superficial de la muestras representan factores que pueden rejuvenecer las edades. Aunque existen una serie de protocolos de muestreo para evitar este tipo de circunstancias (p.e., Domínguez-Villar et al., 2013), es inevitable que algunas muestras puedan estar afectadas. Si se respeta estrictamente el protocolo de muestreo, el problema más habitual de estas técnicas es la rotación de bloques que pueda arrojar edades rejuvenecidas (Palacios et al., 2012). Como este es un proceso aleatorio, ha de realizarse un muestreado múltiple para descartar muestras fuera de rango o series completas si hay una falta de coherencia. Sin embargo, el problema más significativo de estas técnicas está relacionado con la erosión de materiales solubles (en los carbonatos) o con altas tasas de erosión (en rocas alteradas, bajo climas severos o en emplazamientos en los que pueda haber procesos erosivos episódicos). Por lo tanto, la

tasa de erosión ha de tenerse en cuenta antes de proceder al cálculo de edades para que la cronología sea fiable.

3. Replicabilidad de resultados. Una datación aislada no puede considerarse un resultado fiable por si mismo. Han de realizarse una serie de dataciones sobre un mismo elemento o varios elementos que representen el máximo glaciar para cerciorar que el resultado no representa alguna anomalía. En ocasiones los datos presentan gran variabilidad (Palacios et al., 2012). En estos casos una fecha fiable sería aquella que presentara una alta replicabilidad de resultados, mientras que existan procesos capaces de explicar la dispersión de l resto de dataciones. De otra manera se está en presencia de una serie aleatoria de resultados a pesar de que puedan estar centrados en un rango determinado.

4. Coherencia con el contexto geomorfológico. Los resultados cronológicos tienen que ser congruentes con el contexto geomorfológico en el que se enmarcan. No parece razonable que la máxima extensión de los hielos esté próxima a los circos en macizos en los que los glaciares alcanzaron decenas de kilómetros (González-Sampériz et al., 2006), ni que la última glaciación tenga una extensión raquítica en comparación con anteriores periodos glaciares (Hughes et al., 2011).

5. Coherencia con el contexto paleoclimático. Una cronología de máximo glaciar ha de coincidir con periodos fríos, no excesivamente secos, y durante periodos de baja irradiación solar. De este modo, se hace evidente la inexactitud de fechas que coinciden con periodos interglaciares (Delmás et al., 2011). No obstante, se puede afinar mucho más ya que se ha sugerido la imposibilidad de alcanzar el máximo durante los periodos extremadamente secos como los eventos de Heinrich (Hughes y Woodward, 2008).

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

En este trabajo se presenta una serie de criterios para la evaluación de la fiabilidad de cronologías glaciares. Los criterios aquí expuestos se han aplicado a las cronologías más relevantes de las montañas mediterráneas (Domínguez-Villar et al., 2013). El resultado tras aplicar este control de calidad indica que la mayoría de cronologías consideradas han de ser desechadas por no cumplir alguno o varios de los criterios de robustez. Esto no implica necesariamente que las cronologías sean incorrectas (p.e., Giraurdi, 2012), simplemente no son fiables por si mismas. Por lo tanto, para poder realizar interpretaciones paleoclimáticas a nivel macroregional es preciso incluir solamente las cronologías glaciares robustas que permitan identificar patrones espacio temporales del desarrollo del máximo glaciar. Los criterios de fiabilidad aquí presentados deberían tenerse en cuenta durante las fases de planificación y de muestreo de futuros trabajos de cronología glaciar para poder ser consideradas fiables.

Agradecimientos: Esta investigación se ha financiado con fondos del Ministerio de Ciencia e Innovación (CGL2008-03396/BTE) y de la Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha (PII1I09-0138-6113).

Referencias bibliográficas

Bakalowicz, M., Sorriaux, P. & Ford, D.C. (1984). Quaternary glacial events in the Pyrenees from U-series dating of speleothems in the Niaux-Lombrives-Savart caves, Ariège, France. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 38, 193-197.

Bordonau, J., Vilaplana, J.M. & Fontugne, M. (1993). The glaciolacustrine complex of Llestuni (Central Southern Pyrenees): A key-locality for the chronology of the last glacial cycle in the Pyrenees. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 316(II), 807-813.

Calvet, M., Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R. & Bourlès, D. (2011). Recent advances in research on Quaternary glaciations in the Pyrenees. *Developments in Quaternary Science*, 15, 127-139.

Carrasco, R.M., Pedraza, J., Domínguez-Villar, D., Villa, J. & Willenbring, J.K. (2012). The plateau glacier in the Sierra de Béjar (Iberian Central System) during its maximum extent. Reconstruction and chronology. *Geomorphology*, in press.

Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R. & Bourlès, D. (2011). Palaeogeography and ^{10}Be exposure-age chronology of middle and late Pleistocene glacier systems in the northern Pyrenees: implications for reconstructing regional palaeoclimates. *Palaeogeog. Palaeocliamt. Palaeoecol.,* 305, 109-122.

Domínguez-Villar et al. (2013). Early maxmum extent of paleoglaciers from Mediterranean mountains during the last glaciation. Scientific Reports, under review.

Florineth, D. & Schlüchter, C. (2000). Alpine evidence for atmospheric circulation patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research,* 54, 295-308.

Giraudi, C. (2012). The Campo Felice late Pleistocene glaciation (Apennines, central Italy). *Journal of Quaternary Science,* 27, 432-440.

González-Sampériz, P. *et al.* (2006). Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revelaed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research,* 66, 38-52.

Hughes, P.D. & Woodward, J.C. (2008). Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage. *Journal of Quaternary Science,* 23, 575-588.

Hughes, P.D., Woodward, J.C., Van Calsteren, P.C. & Thomas, L.E. (2011). The glacial history of the Dinaric Alps, Montenegro. *Quaternary Science Reviews,* 30, 3393-3412.

Ivy-Ochs, S. *et al*. (2008). Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *Journal of Quaternary Science,* **23**, 559-573.

Lewis, C., McDonald, E.V., Sancho, C., Peña, J.L. & Rhodes, E.J. (2009). Climatic implications of correlated upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change,* 67, 141-152.

Mix, A.C., Bard, E. & Schneider, R. (2001). Environmental processes of the Ice Age: Land, Oceans, Glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews,* **20**, 1-34.

Monegato, G. *et al.* (2007). Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps). *Quaternary Research,* 68, 284-302.

Palacios, D., de Andrés, N., de Marcos, J. & Vázquez-Selem, L. (2012). Glacial landforms and their paleoclimatic significance in Sierra de Guadarrama, Central Iberian Península. *Geomorphology,* 139-140, 67-78.

Pallàs, R. *et al.* (2006). Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from ^{10}Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews,* 25, 2937-2963.

Rinterknecht, V.R. *et al.* (2006). The last deglaciation of the southeastern sector of the Scandinavian Ice Sheet. *Science,* 311, 1449-1452.

EVOLUCIÓN AMBIENTAL DEL PAISAJE DE CUMBRES DE SIERRA NEVADA DESDE LA ÚLTIMA DEGLACIACIÓN. RESUMEN Y SÍNTESIS.

M. Oliva[1], A. Gómez Ortiz[2], D. Palacios[3], F. Salvador-Franch[2] & M. Salvà[2]

(1) Instituto de Geografia e Ordenamento do Território – Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa
(2) Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional, Universidad de Barcelona
(3) Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física, Universidad Complutense de Madrid

Title: Environmental evolution in the highlands of Sierra Nevada (Spain) since the Last Glaciation

Abstract: *Sierra Nevada is the most studied mountain area of the Iberian Peninsula with respect to the environmental evolution since the Last Glaciation and subsequent deglaciation. The purpose of this paper is to summarise all the studies focusing on the chronology of the environmental sequence in Sierra Nevada inferred both from natural records and historical sources. Based on these studies, five phases have been determined: Last Glacial Maximum, deglaciation, Holocene, Little Ice Age and recent evolution.*

Palabras clave: *Sierra Nevada, Último Máximo Glaciar, deglaciación, registros naturales, fuentes documentales.*
Key words*: Sierra Nevada, Last Glacial Maximum, deglaciation, natural records, historical sources.*

INTRODUCCIÓN

La evolución ambiental cuaternaria en las montañas ibéricas ha suscitado la atención de numerosos investigadores durante las últimas décadas. Probablemente Sierra Nevada sea el área de alta montaña peninsular más y mejor estudiada desde una perspectiva paleoambiental. El proceso de descubrimiento de la Sierra desde un enfoque científico se remonta a las lejanas tentativas de los naturalistas de la Ilustración y prerromanticismo (Rojas Clemente, 1804-1809; Boissier, 1839; Bide, 1893; etc.) y enlaza, tras un periodo de consolidación y explicación del conocimiento glaciar de mediados del siglo XX (Messerli, 1965), con las modernas y variadas técnicas empleadas en la actualidad para reconstruir la dinámica ambiental cuaternaria en Sierra Nevada. Durante las últimas dos décadas los estudios focalizados en la geomorfología glaciar y periglaciar de Sierra Nevada (Gómez Ortiz, 1987; 2002) se han ido combinando con los análisis sedimentológicos y geocronológicos de numerosos registros naturales localizados en el área cimera (Oliva, 2009, Anderson et al., 2011; Oliva et al., 2009, 2011; Gómez Ortiz et al., 2012; Jiménez-Moreno & Anderson, 2012; Oliva & Gómez Ortiz, 2012). A su vez, para las últimas centurias se ha complementado la información procedente de archivos naturales con evidencias ambientales interpretadas de relatos de época histórica (Gómez Ortiz et al., 2009).

SITUACIÓN

Sierra Nevada es un macizo de la alta montaña semiárida del sur peninsular que se alarga 80 km de oeste a este a una latitud de 37ºN. En su tercio más occidental, donde esta comunicación se focaliza, se concentran las alturas más prominentes de la Península Ibérica, destacando el Mulhacén (3.478 m) y el Veleta (3.398 m). La isoterma de 0ºC actualmente se localiza en torno a 3.300 m (Salvador-Franch et al., 2010). Las precipitaciones a 2.500 m alcanzan los 710 mm, concentradas mayoritariamente entre octubre y abril. En el área de cumbres la litología es homogénea, dominando los micaesquistos muy tectonizados. El modelado glaciar, asociado a la Última Glaciación es muy evidente a partir de los 2.500 m en cara norte y 2.700 m en cara sur. Las evidencias de procesos periglaciares de esta fase fría se localizan hasta cotas de 1.100 m (Gómez Ortiz, 2002).

METODOLOGÍA

Esta comunicación constituye un trabajo de síntesis de los trabajos previos centrados en la reconstrucción paleoambiental de Sierra Nevada. La geocronología de los acontecimientos ambientales se ha basado en la aplicación de técnicas de datación que corresponden a:

- Dataciones cosmogénicas aplicando el isótopo ^{36}Cl (19 muestras).
- Dataciones de ^{14}C (42 por AMS ^{14}C y 2 convencionales).
- Dataciones por ^{210}Pb y ^{137}Cs (4 muestras).
- Decenas de relatos de época histórica cuya interpretación ofrece datos de gran interés ambiental.

La Tabla 1 y figura 1 resumen los resultados de la localización exacta, método de datación empleado, resultados y referencia bibliográfica.

RESULTADOS

La cronología de la evolución ambiental de Sierra Nevada desde la Última Glaciación se puede resumir en 5 fases:

- **Último Máximo Glaciar**. Las dataciones cosmogénicas sugieren un calendario de máxima expansión de los hielos en Sierra Nevada anterior al mínimo térmico global (Gómez Ortiz et al., 2012). Las dataciones más antiguas (30 ka BP) sugieren un glaciarismo de valle que se extendía hasta cotas inferiores a los 2.500 m en cara sur. Se detecta un vacío de información entre 20 y 30 ka BP, si bien la existencia de dos dataciones correspondientes a 19,6 ka BP (a 1.975 m en cara norte) y 19 ka BP (2.445 m en cara sur) sugieren un reavance glaciar en torno a 19-20 ka BP.

Tabla 1. Resumen de las dataciones: localización, ambientes, cotas, método, resultados y referencias.

ID muestra	Ambiente	Área	Altura	Método datación	Edad calibrada BP (o ka BP)	Referencias
Dílar 1	Arco glaciar rocoso	Dílar	2.583	Cosmogenia	12.1 ± 0.5	Gómez Ortiz et al. (2012)
Dílar 2	Arco glaciar rocoso	Dílar	2.784	Cosmogenia	9.1 ± 0.7	Gómez Ortiz et al. (2012)
Dílar 3	Arco glaciar rocoso	Dílar	2.870	Cosmogenia	7.5 ± 0.4	Gómez Ortiz et al. (2012)
Dílar 6	Substrato pulido	Dílar	3.211	Cosmogenia	32.1 ± 0.8	Gómez Ortiz et al. (2012)
Dílar 4	Substrato pulido	Dílar	2.828	Cosmogenia	14.3 ± 0.5	Gómez Ortiz et al. (2012)
Mn 2	Morrena lateral	Monachil	1.975	Cosmogenia	19.6 ± 0.8	Gómez Ortiz et al. (2012)
Seco 5	Arco glaciar rocoso	Río Seco	2.895	Cosmogenia	9.6 ± 0.4	Gómez Ortiz et al. (2012)
Seco 4	Substrato pulido	Río Seco	2.984	Cosmogenia	12.7 ± 0.6	Gómez Ortiz et al. (2012)
Seco 3	Morrena lateral	Río Seco	2.446	Cosmogenia	19.0 ± 1.0	Gómez Ortiz et al. (2012)
Seco 2	Morrena lateral	Río Seco	2.437	Cosmogenia	13.4 ± 0.7	Gómez Ortiz et al. (2012)
Mulhacén 5	Morena nevero	Mulhacén	3.036	Cosmogenia	14.7 ± 0.7	Gómez Ortiz et al. (2012)
Mulhacén 4	Substrato pulido	Mulhacén	3.004	Cosmogenia	14.6 ± 0.8	Gómez Ortiz et al. (2012)
Mulhacén 2	Morrena lateral	Mulhacén	2.448	Cosmogenia	30.0 ± 1.1	Gómez Ortiz et al. (2012)
SJB3.2	Lóbulo solifluxión	San Juan	2.793	AMS ^{14}C	3.309 ± 92	Oliva (2009), Oliva et al. (2011)
SJB3.6a	Lóbulo solifluxión	San Juan	2.793	AMS ^{14}C	1.020 ± 126	Oliva (2009), Oliva et al. (2011)
SJB3.4eL	Lóbulo solifluxión	San Juan	2.793	AMS ^{14}C	957 ± 51	Oliva (2009), Oliva et al. (2011)
SJB38.2	Lóbulo solifluxión	San Juan	2.817	AMS ^{14}C	1.342 ± 52	Oliva (2009), Oliva et al. (2011)
SJB38.4	Lóbulo solifluxión	San Juan	2.817	AMS ^{14}C	737 ± 59	Oliva (2009), Oliva et al. (2011)
SJB38.6	Lóbulo solifluxión	San Juan	2.817	AMS ^{14}C	650 ± 83	Oliva (2009), Oliva et al. (2011)
SJC39.2b	Lóbulo solifluxión	San Juan	2.518	AMS ^{14}C	3.857 ± 140	Oliva (2009), Oliva et al. (2011)
SJC39.4	Lóbulo solifluxión	San Juan	2.518	AMS ^{14}C	2.490 ± 128	Oliva (2009), Oliva et al. (2011)
SJC54.4	Lóbulo solifluxión	San Juan	2.507	AMS ^{14}C	7.098 ± 60	Oliva (2009), Oliva et al. (2011)
SJC69.2	Lóbulo solifluxión	San Juan	2.541	AMS ^{14}C	627 ± 66	Oliva (2009), Oliva et al. (2011)
RSB1.7	Lóbulo solifluxión	Río Seco	2.952	C14	170 ± 120	Esteban (1995)
RSB1.4	Lóbulo solifluxión	Río Seco	2.952	AMS ^{14}C	619 ± 64	Oliva (2009), Oliva et al. (2009, 2011)
RSB1.1	Lóbulo solifluxión	Río Seco	2.952	C14	1.120 ± 120	Esteban (1995)
RSA30.5	Lóbulo solifluxión	Río Seco	2.990	AMS ^{14}C	376 ± 91	Oliva (2009), Oliva et al. (2011)
RSA8.2a	Lóbulo solifluxión	Río Seco	3.001	AMS ^{14}C	12.973 ±112	Oliva (2009), Oliva et al. (2011)
RSA12.5a	Lóbulo solifluxión	Río Seco	3.002	AMS ^{14}C	1.354 ± 52	Oliva (2009), Oliva et al. (2011)
AV-18	Sedimento lacustre	Aguas Verdes	3.055	AMS ^{14}C	3.083 ± 128	Oliva (2009), Oliva et al. (2010)
AV-25	Sedimento lacustre	Aguas Verdes	3.055	AMS ^{14}C	105 ± 0,5	Oliva (2009), Oliva et al. (2010)
AV-58	Sedimento lacustre	Aguas Verdes	3.055	AMS ^{14}C	3.464 ± 95	Oliva (2009), Oliva et al. (2010)
RS1-26	Sedimento lacustre	Río Seco	3.023	AMS ^{14}C	5.372 ± 53	Oliva (2009), Oliva et al. (2010, 2011)
RS1-40	Sedimento lacustre	Río Seco	3.023	AMS ^{14}C	4.979 ± 110	Oliva (2009), Oliva et al. (2010, 2011)
RS1-55	Sedimento lacustre	Río Seco	3.023	AMS ^{14}C	4.886 ± 87	Oliva (2009), Oliva et al. (2010, 2011)
LRS-42.5	Sedimento lacustre	Río Seco	2.991	AMS ^{14}C	5.924 ± 68	Oliva (2009), Oliva et al. (2010)
LM-12	Sedimento lacustre	Laguna Mosca	2.895	AMS ^{14}C	293 ± 24	Oliva & Gómez Ortiz (2012)
LM-25	Sedimento lacustre	Laguna Mosca	2.895	AMS ^{14}C	539 ± 23	Oliva & Gómez Ortiz (2012)
LM-61	Sedimento lacustre	Laguna Mosca	2.895	AMS ^{14}C	1.800 ± 73	Oliva & Gómez Ortiz (2012)
06-02 5	Sedimento lacustre	Río Seco	3.023	^{137}Cs	1963 AD	Anderson et al. (2011)
06-02 15	Sedimento lacustre	Río Seco	3.023	^{210}Pb	1891 AD	Anderson et al. (2011)
06-01 20	Sedimento lacustre	Río Seco	3.023	AMS ^{14}C	1.398	Anderson et al. (2011)
06-01 26.5	Sedimento lacustre	Río Seco	3.023	AMS ^{14}C	2.234	Anderson et al. (2011)
06-01 40	Sedimento lacustre	Río Seco	3.023	AMS ^{14}C	3.295	Anderson et al. (2011)
06-01 46	Sedimento lacustre	Río Seco	3.023	AMS ^{14}C	3.786	Anderson et al. (2011)
06-01 60	Sedimento lacustre	Río Seco	3.023	AMS ^{14}C	4.480	Anderson et al. (2011)
06-01 80	Sedimento lacustre	Río Seco	3.023	AMS ^{14}C	6.246	Anderson et al. (2011)
06-01 83	Sedimento lacustre	Río Seco	3.023	AMS ^{14}C	6.298	Anderson et al. (2011)
06-01 109.5	Sedimento lacustre	Río Seco	3.023	AMS ^{14}C	7.453	Anderson et al. (2011)
06-01 123	Sedimento lacustre	Río Seco	3.023	AMS ^{14}C	9.540	Anderson et al. (2011)
Br. V-1 34.5	Turbera	San Juan	2.518	AMS ^{14}C	675	Jiménez-Moreno & Anderson (2012)
Br. V-1 44.2	Turbera	San Juan	2.518	AMS ^{14}C	3.428	Jiménez-Moreno & Anderson (2012)
Br. V-1 47.5	Turbera	San Juan	2.518	AMS ^{14}C	6.240	Jiménez-Moreno & Anderson (2012)
Br. V-1 53.9	Turbera	San Juan	2.518	AMS ^{14}C	5.722	Jiménez-Moreno & Anderson (2012)
Br. V-1 61.8	Turbera	San Juan	2.518	AMS ^{14}C	4.430	Jiménez-Moreno & Anderson (2012)
Br. V-1 72.4	Turbera	San Juan	2.518	AMS ^{14}C	4.941	Jiménez-Moreno & Anderson (2012)
Br. V-1 100	Turbera	San Juan	2.518	AMS ^{14}C	6.241	Jiménez-Moreno & Anderson (2012)
Br. V-1 144	Turbera	San Juan	2.518	AMS ^{14}C	7.375	Jiménez-Moreno & Anderson (2012)
Br. V-1 159	Turbera	San Juan	2.518	AMS ^{14}C	8.052	Jiménez-Moreno & Anderson (2012)
CV-1 3	Laguna seca	Corral del Veleta	3.070	^{210}Pb	1908 ± 4 AD	Schulte (2002)
CV-1 7	Laguna seca	Corral del Veleta	3.070	^{210}Pb	1998 ± 4 AD	Schulte (2002)

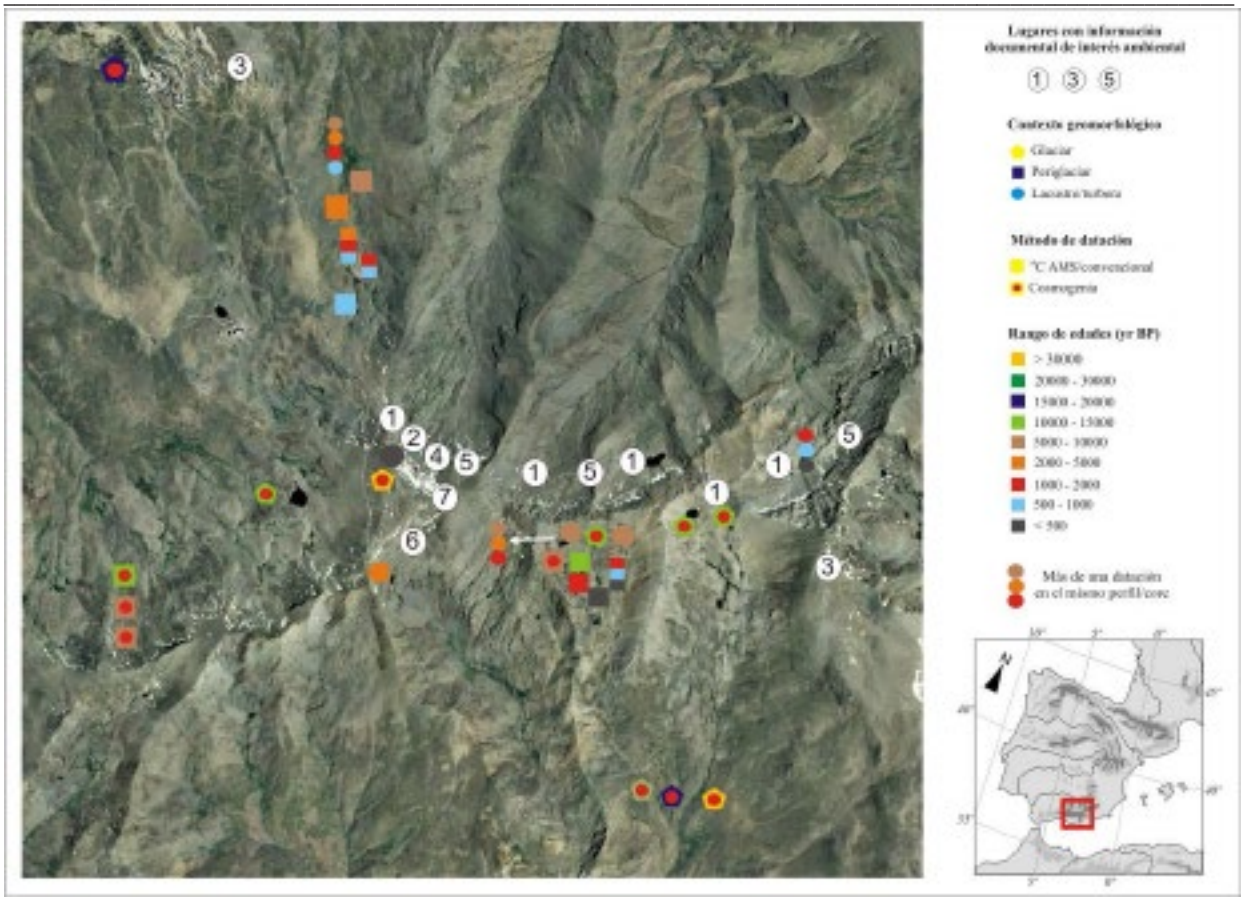


Fig. 1: Distribución de las dataciones existentes para el conjunto de Sierra Nevada en base a la Tabla 1.

- **Retroceso glaciar**. El proceso de deglaciación en Sierra Nevada fue rápido, restando el macizo deglaciado en escasos milenios (Gómez Ortiz et al., 2012). En torno a 14-15 ka BP los glaciares nevadenses deberían ya restar circunscritos a las cabeceras de los barrancos más elevados, donde propiciaron la construcción de cordones morrénicos y más recientemente glaciares rocosos (12,1 ka BP, en Cascajar Negro). La existencia de un paleosuelo en el circo de Río Seco datado en 12,9 ka BP sugiere que, incluso durante el Tardiglacial, los circos meridionales no debieron de cobijar glaciares (Oliva, 2009). Este incipiente desarrollo edáfico debió de estar condicionado por unas condiciones climáticas más cálidas lo que favorecería una mayor estabilidad geomórfica en el circo.

- **Holoceno**. En Sierra Nevada, el presente interglacial se ha caracterizado por la inexistencia de procesos glaciares generalizados y el dominio del periglaciarismo en las cumbres del macizo. Si bien durante el Holoceno inferior se detectan evidencias de glaciares rocosos activos en el interior de circos expuestos en vertiente norte, la estabilización progresiva de los mismos sugiere el predominio de condiciones más cálidas durante el Holoceno medio. Estas temperaturas más elevadas favorecieron la estabilidad de vertientes, formación de suelos muy orgánicos y la extensión de borreguiles en enclaves de altura de topografía deprimida. Esta estabilidad geomórfica fue dominante hasta ~4 ka BP según se infiere de registros solifluidales y sedimentos lagunares (Oliva, 2009; Oliva et al., 2011). A partir de entonces se detecta una progresiva aridificación en Sierra Nevada: en consecuencia, los procesos periglaciares remontan en altitud y la cobertura vegetal se torna escasa y en disposición más abierta (Oliva, 2011). No obstante, para estos milenios se ha inferido una sucesión de periodos más fríos y húmedos - que propician una reactivación de los procesos periglaciares a cotas de hasta 2.500 m en cara norte - y otros más cálidos – que inducen a mayor estabilidad geomórfica y formación de suelos. En este sentido, durante los períodos más fríos y húmedos pequeños focos glaciares reaparecieron en los circos septentrionales más elevados (Hoya del Mulhacén y Corral del Veleta). El registro sedimentario de la Laguna de la Mosca ha permitido reconstruir la presencia de un glaciar en la Hoya del Mulhacén entre 2,8-2,7, 1,4-1,2 ka BP y 510-240 años BP (Oliva & Gómez Ortiz, 2012).
- **Pequeña Edad de Hielo** (PEH; siglos XIV a XIX). La estructura sedimentaria de los lóbulos de solifluxión evidencia un periodo con una actividad de vertientes muy notable en el cinturón periglaciar actual de Sierra Nevada durante estos siglos. A su vez, los sedimentos lagunares también muestran una mayor aportación detrítica y una menor cubierta vegetal en las cuencas, sugiriendo así condiciones más frías y húmedas. El registro de la Laguna de la Mosca evidencia que esta fase ha sido la más fría y húmeda,

como mínimo, de los últimos 3.000 años; la disminución térmica respecto a los valores actuales se ha cuantificado en 0,93ºC (Oliva & Gómez Ortiz, 2012). La presencia de focos glaciares en los altos circos septentrionales de la Sierra fue descrita en detalle en los relatos y anotaciones de viajeros y naturalistas a partir del siglo XVII prolongándose hasta las primeras décadas del siglo XX (Gómez Ortiz et al., 2009). Antes, los árabes, ya dieron noticia del cometido que la nieve, el hielo y el viento suponían en el paisaje de cumbres de la Sierra desde finales del Óptimo Climático Medieval. De entre las anotaciones referidas caben destacarse las siguientes (ver referencias en Oliva & Gómez Ortiz, 2012; Figura 1):

- 1. Fernández Navarrete (1732). Nieves perpetuas en el Veleta y en el tramo de umbría Mulhacén-Veleta. También en la Caldera.
- 2. Ponz (1754). Resalta, sobre todo los hielos del Corral del Veleta.
- 3. Rojas Clemente (1809). Ofrece muchos datos que permiten que pueda certificarse focos glaciares en cabeceras de circos y neveros permanentes. Su información permite indicar condiciones climáticas periglaciares por encima de las 2900 varas (2436 m, cota donde aparecen los primeros neveros de fusión tardía, objeto de explotación de su nieve).
- 4. Boissier (1809). Primero que utiliza la palabra glaciar para definir los hielos del Corral del Veleta. También ofrece características geomorfológicas y dimensiones de él.
- 5. Madoz, 1849. Sitúa perpetuas y endurecidas nieves entre Mulhacén y Veleta.
- 6. Bide (1893). En los Vasares del Veleta (parajes que incluyen la laguna de Aguas Verdes) fija grandes ventisqueros en verano.
- 7. García Sainz. 1947. Última cita de hielos glaciares en el Corral del Veleta

- **Evolución reciente**. Las últimas referencias escritas acerca del glaciar que acogía el Corral del Veleta ya apuntan hacia un deterioro de las condiciones favorables al mantenimiento de los hielos (Obermaier, 1916). Desde finales del siglo XIX, los procesos periglaciares se acomodan a alturas más elevadas. Se calcula que los neveros de fusión tardía aumentan de cota unos 100-150 m (Gómez Ortiz et al., 2009). Se detecta una extensión de la vegetación, formación edáfica y una estabilización geomórfica en el cinturón periglacial de Sierra Nevada como respuesta a unas temperaturas más elevadas.

INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES

Esta comunicación pretende ser una síntesis de los estudios paleoecológicos realizados en Sierra Nevada, básicamente conducidos por el grupo de investigación "Paisaje y paleoambientes en la montaña mediterránea" de la Universidad de Barcelona (SGR2009-0868).

El proceso de glaciación y posterior deglaciación del macizo de Sierra Nevada parece seguir una cronología similar al de otros macizos de la orla mediterránea (García-Ruiz et al., 2010). Hasta la fecha las dataciones existentes parecen sugerir un avance máximo anterior al mínimo térmico global, probablemente subordinado por unos índices de precipitación significativamente superiores en torno a 30 ka BP (Gómez Ortiz et al., 2012). El Último Máximo Glacial global, si bien registraría temperaturas más bajas, no favoreció una mayor extensión de los hielos glaciares al caracterizarse por ser una fase seca en la Península Ibérica (Moreno et al., 2010a, b). Se desconoce el comportamiento preciso de las masas glaciares en Sierra Nevada entre 30 y 20 ka BP. Posiblemente permanecieron recluidas en los valles. Un segundo avance notable debió de acontecer en torno a 19-20 ka BP, con formación de cordones morrénicos de notable potencia y espesor a cotas sensiblemente bajas (2.000 m en cara norte y 2.500 m en cara sur). Este periodo ha sido identificado por Clark et al. (2009) como el inicio de la deglaciación de buena parte de las áreas de montaña glaciadas durante la Última Glaciación en el Hemisferio Norte. La deglaciación del macizo de Sierra Nevada fue rápida, pues en torno a 14-15 ka BP ya sólo albergaba pequeños glaciares en los altos circos del sector occidental del macizo. Las crisis climáticas tardiglaciares no propiciaran un avance significativo de los glaciares pero si su reclusión en las concavidades mejor resguardadas de los circos septentrionales, donde se generaron glaciares rocosos.

El gradual aumento térmico durante la entrada del Holoceno conllevó la instalación de los procesos periglaciares en cotas gradualmente más elevadas en Sierra Nevada, así como una disminución de su efectividad en el relieve. El Holoceno Medio, periodo en el que se registraron las temperaturas más elevadas del presente interglaciar en el sur peninsular (Oliva, 2009), intensificó esta pauta, con formación de suelos y estabilidad de los procesos geomórficos en cotas altas del macizo. En los últimos 4 ka BP se detecta una gradual disminución de la temperatura y se intensifica la variabilidad climática en el Hemisferio Norte (Mayewski et al, 2004). En paralelo, se incrementa la aridez como consecuencia de una mayor presencia del cinturón de altas presiones subtropicales sobre el norte de África (Gasse, 2000) y sur peninsular (Oliva et al., 2011; Jiménez-Moreno & Anderson, 2012). No obstante, durante estos milenios también se detectaron pulsaciones más frías y húmedas que propiciaron una reactivación de la solifluxión en el macizo. Los sedimentos lacustres confirman estas fases más frías, constatando periodos con retorno de focos glaciares en los altos circos de la vertiente norte. La PEH ha sido la fase más fría de ellas, con una disminución térmica que se ha determinado en 0,93ºC respecto a los valores actuales (Oliva & Gómez Ortiz, 2012). La evolución reciente es favorable a una menor actividad de los procesos periglaciares en las altas cumbres de la Sierra, con extensión de la vegetación y formación de suelos.

Agradecimientos: El primer autor agradece a la AXA Research Fund la concesión de un contrato postdoctoral durante el cual se ha escrito la presente comunicación. La investigación se ha amparado en los proyectos CSO2012-30681 del Ministerio de Educación y Ciencia y CSO2009-06961del Ministerio de Ciencia y Educación.

REFERENCIAS

Anderson, R.S., Jiménez-Moreno, G., Carrión J.S. & Pérez-Martínez, C. (2011). Postglacial history of alpine vegetation, fire and climate from Laguna de Río Seco, Sierra Nevada, southern Spain. *Quaternary Science Reviews*, 30 (13-14), 1615-1629.

Bide, J.B. (1893). Deuxième excursion dans la Sierra Nevada. *Annuaire du Club Alpin Français*, 20, 276-305.

Boissier, C.E. (1839). Voyage botanique dans le midi de l'Espagne pendant l'anné 1837. Gide et Cie. París. En: *Viaje botánico al sur de España durante el año 1837* (C.E. Boissier, ed.). Colección Sierra Nevada y la Alpujarra. Fundación Caja de Granada y Universidad de Málaga. Granada, 1995.

Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W. & McCabe, A.M. (2009). The Last Glacial Maximum. *Science*, 325, 710-714.

Esteban, A. (1995). *Evolución del paisaje durante los últimos 10.000 años en las montañas del Mediterráneo Occidental: ejemplos del Pirineo Oriental y Sierra Nevada*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, Barcelona (España).

García-Ruiz, J.M., Moreno, A., González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B. & Martí-Bono, C. (2010). La cronología del último ciclo glaciar en las montañas del sur de Europa. Una revisión. *Cuaternario y Geomorfología*, 24 (1-2), 35-46.

Gasse, F. (2000). Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 19, 189-211.

Gómez Ortiz, A. (1987). Morfología glaciar en la vertiente meridional de Sierra Nevada (área Veleta-Mulhacén). *Estudios Geográficos*, 193, 527-558.

Gómez Ortiz, A. (2002). *Mapa geomorfológico de Sierra Nevada*. Consejería de Medio Ambiente, Junta de Andalucía, 86 pp.

Gómez Ortiz, A., Palacios, D., Schulte, L., Salvador-Franch, F. & Plana, J.A. (2009). Evidences from historical documents of landscape evolution after Little Ice Age of a Mediterranean high mountain area, Sierra Nevada, Spain (eighteenth to twentieth centuries). *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, 91, 279-289.

Gómez Ortiz, A., Palacios, D., Palade, B., Vázquez-Selem, L. & Salvador-Franch, F. (2012). The deglaciation of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology*, 159-160, 93-105.

Jiménez-Moreno, G. & Anderson, R.S. (2012). Holocene vegetation and climate change recorded in alpine bog sediments from the Borreguiles de la Virgen, Sierra Nevada, southern Spain. *Quaternary Research*, 77 (1). 44-53.

Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J.C., Karlen, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., Van Kreveld, S.; Holmgren, K.; Lee-Thorp, J.; Rosqvist, G.; Rack, F., Staubwasser, M., Schneider R.R. & Steig, E.J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62, 243-255.

Messerli, B. (1965). *Beiträge zur geomorphologie der Sierra Nevada (Andalusien)*. Juris Verlag. Zürich, 178 pp.

Moreno, A., Stoll, H., Jiménez-Sánchez, M., Cacho, I., Valero-Garcés, B., Ito, E., Edwards, R.L., 2010a. A speleothem record of glacial (25–11.6 kyr BP) rapid climatic changes from northern Iberian Peninsula. *Global and Planetary Change*, 71, 218-231.

Moreno, A., Valero-Garcés, B., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez, M.J., Mata, P., Navas, A., González-Sampériz, P., Stoll, H., Farias, P., Morellón, M., Corella, J.P., Rico, M., 2010b. The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, Northern Spain). *Journal of Quaternary Science*, 25 (7), 1076-1091.

Obermaier, H. (1916). Los glaciares cuaternarios de Sierra Nevada. *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales (Geología)*, 17, 1-68.

Oliva, M. (2009). *Holocene alpine environments in Sierra Nevada (Southern Spain)*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, Barcelona (España), 343 pp.

Oliva, M. (2011). Evolución cuaternaria del paisaje de cumbres en Sierra Nevada. *Cuaternario y Geomorfología*, 25 (1-2), 21-44.

Oliva, M., Schulte, L. & Gómez Ortiz, A. (2009) Morphometry and Late Holocene activity of solifluction landforms in the Sierra Nevada (Southern Spain). *Permafrost and Periglacial Processes*, 20 (4), 369-382.

Oliva, M., Schulte, L. & Gómez Ortiz, A. (2011) The role of aridification in constraining the elevation range of Holocene solifluction processes and associated landforms in the periglacial belt of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 1279-1291.

Oliva, M. & Gómez Ortiz, A. (2012). Late Holocene environmental dynamics and climate variability in a Mediterranean high mountain environment (Sierra Nevada, Spain) inferred from lake sediments and historical sources. *The Holocene*, 22 (8), 915-927.

Rojas Clemente, S. (1804-1809). *Viaje a Andalucía. Historia Natural del Reino de Granada (1804-1809)*. GBG Editora, Barcelona, nueva edición de 2002.

Salvador-Franch, F., Gómez-Ortiz, A. & Palacios, D., (2010). *Comportamiento térmico del suelo en un enclave de alta montaña mediterránea con permafrost residual: Corral del Veleta (Sierra Nevada, Granada. España)*. En: *Ambientes periglaciares, permafrost y variabilidad climática*, Blanco, J.J., de Pablo, M.A., Ramos, M. (Eds.), Alcalá de Henares. Servicio de Publicaciones Universidad Alcalá de Henares, 61-68.

Schulte, L. (2002). Aplicación del método de datación del plomo-210 a la determinación cronológica de procesos geomórficos. *Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Serie Geología*, 1, 483-490.

CARACTERIZACIÓN DE LA GEOMETRÍA DE LA FOSA DE NAVAMUÑO (SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL) APLICANDO TÉCNICAS GEOFÍSICAS

Rosa M. Carrasco (1), Jesús Sánchez (2), Alfonso Muñoz-Martín (3, 7), Javier de Pedraza (3), David Domínguez-Villar (4), Blanca Ruiz-Zapata (5) y Daniel Abel-Schaad (6)

(1) Dpto. de Ingeniería Geológica y Minera, Facultad de Ciencias Ambientales y Bioquímica, Universidad de Castilla-La Mancha. Avda. Carlos III, s/n. 45071 Toledo. Rosa.Carrasco@uclm.es
(2) Dpto. de Ingeniería Geológica y Minera, E.-T.S.I. Caminos, Canales y Puertos, Universidad de Castilla La Mancha. Avda Camilo José Cela s/n. 13191 Ciudad Real
(3) Dpto. de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. Calle José Antonio Nováis, 2. 28040 Madrid.
(4) Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH). Paseo Sierra Atapuerca, s/n. 09002 Burgos.
(5) Dpto. de Geología, Edificio de Ciencias, Universidad de Alcalá. Ctra. A-II km 33,600, 28871 Alcalá de Henares, Madrid. 28871 Alcalá de Henares
(6) Grupo de Investigación Arqueobiología, Instituto de Historia, Centro de Ciencias Humanas y Sociales, CSIC, Albasanz 26-28. 28037 Madrid
(7) Instituto de Geociencias (UCM, CSIC).

Abstract: *The Navamuño basin, located in the high sector of the Cuerpo de Hombre valley (Sierra de Bejar), was partly occupied by a glacier during the Late Pleistocene. The basin is a ~ 14 Ha pseudoendorheic depression with boundaries controlled by fault lineaments and the left lateral moraine of the Cuerpo de Hombre paleoglacier. The geometry of the base of the basin and the thickness of sediments that contain were studied together with the relationship of these deposits with the structural elements and moraine sediments bordering the basin. Eight 2D electrical resistivity tomography sections were acquired by nine vertical electrical sounding logs. Although heterogeneous, the maximum thickness of the deposit filling the basin is of approximately 20 m in some sectors, with electro-layers under the surficial soil. The depression is interpreted as a subsidence basin fill with fluvioglaciar and fluviotorrential deposits with episodes of local shallow pond/bog peat sedimentation that was controlled by the fractures affecting the granite.*

Palabras clave: fosa tipo nava, tomografía de resistividad eléctrica (ERT), sondeos eléctricos verticales (SEV), paleoglaciar, Sistema Central Español.
Key words*: Pseudoendorheic basin, Electrical resistivity tomography (ETR), Vertical electric sounding (SEV), paleoglacier, Spanish Central System*

INTRODUCCIÓN

Navamuño es una depresión tipo nava localizada en el tramo de cabecera del valle del río Cuerpo de Hombre (Sierra de Béjar, Fig. 1). Ocupa una superficie de ~14 Ha, y queda confinada entre escarpes estructurales y elementos glaciares.

El valle de Cuerpo de Hombre albergó una de las lenguas de mayores dimensiones (6038 m de longitud) que descendía de la meseta glaciar de la Sierra de Béjar. En la etapa de máxima estabilización de los hielos previa a la de deglaciación (~21-19 ka BP; Carrasco et al., 2013), esa lengua quedó confinada en un sistema de grandes morrenas laterales denominado “Morrena Principal” (PM; Pedraza et al., 2013). Una de estas morrenas, concretamente la lateral izquierda, es la que define el límite oriental de Navamuño. Los límites septentrional y occidental son laderas graníticas correspondientes a escarpes de línea de falla. Finalmente, el límite meridional es complejo y en él están implicados ambos elementos, glaciares y estructurales, y un sistema de abanicos fluviotorrenciales.

El objetivo de este trabajo es conocer la morfología de la cuenca, así como sus relaciones con las estructuras tectónicas y formaciones glaciares que la delimitan.

Fig. 1: Situación geográfica de Navamuño.

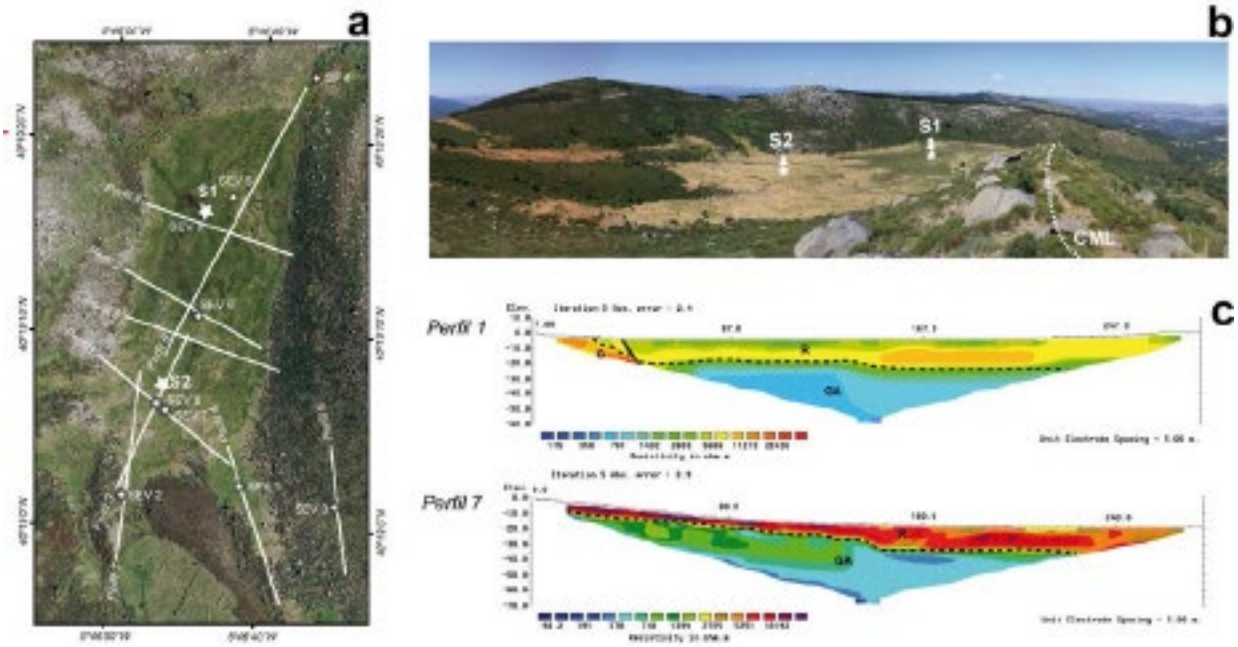


Fig. 2: a) Localización de los sondeos mecánicos (S1 y S2) y de los ETR y SEV realizados. El círculo indica la situación de los SEV de apoyo. b) Vista panorámica de Navamuño. La línea discontinua representa la cresta de la morrena lateral izquierda (CML) del paleoglaciar de Cuerpo de Hombre. c) Perfiles de Tomografía Eléctrica (ERT) 1 y 7. La línea discontinua presente en cada perfil señala el contacto entre el relleno sedimentario R y el sustrato (G, granito; y GA, granito alterado). La línea continua representa una de las fallas principales que limitan la nava

METODOLOGÍA

Para determinar la geometría subsuperficial de esta nava, se han realizado 8 perfiles de tomografía de resistividad eléctrica (ERT) bidimensionales, apoyada por 9 sondeos eléctricos verticales (SEV) y 2 sondeos mecánicos de testigo continuo (Fig. 2).

El equipo de medida utilizado es el resistivímetro AGi Supersting R-8 de 8 canales. Los SEVS se midieron con la configuración Schlumberger tetra electródica. La separación inter-electródica empleado en las tomografías fue de 5 metros. Se han realizado hasta 24 niveles de medidas, con longitudes que aseguraban una profundidad de investigación superior a los 40 metros. El dispositivo electródico utilizado ha sido el Wenner-Schlumberger y el dipolo-dipolo.

Todas las secciones de tomografía eléctrica fueron interpretadas mediante inversión utilizando el código RES2DINV (Giffiths y Barker, 1993; Loke y Barker; 1996 y Loke, 1999), con elementos finitos de cuatro nodos. La corrección de la topografía se realizó usando una malla distorsionada (Loke, 2000).

Los dos sondeos mecánicos, S1 y S2, se han realizado mediante un equipo de perforación portátil a percusión Eijkelkamp, cuya capacidad de perforación es de hasta 20 m. Esto ha permitido caracterizar las litologías de la unidad superior y aproximar una edad. Esta se ha obtenido mediante ^{14}C, en sedimentos turbosos del único nivel que hasta el momento ha resultado positivo. Los análisis fueron realizados en el Poznan Radiocarbon Laboratory.

RESULTADOS

La profundidad alcanzada con los SEV es variable entre los 25 y los 100 metros. Su interpretación ha permitido identificar tres grupos de materiales heterogéneos por debajo de la formación edáfica superficial. Un primer nivel (G1) resistivo (valores >2500 Ohm•m) bastante discontinuo. Su potencia es variable entre los 3 y 4 metros del SEV nº 5 y los 19,3 metros del SEV nº 8. Un nivel inferior (G2) que se caracteriza por unos valores medios de resistividad de 500 Ohm•m y que llega a alcanzar valores de 800 Ohm•m en el SEV 2. Este nivel, que está ausente en el SEV 6, muestra notables variaciones de espesor (entre 20 y 50 metros). Finalmente, por debajo de esos dos niveles, se ha detectado en algunas secciones la presencia de un material (G3) de alta resistividad (>1500 Ohm•m) cuya profundidad llega a superar los 50 m con variaciones laterales en su posición.

En relación a la Tomografía eléctrica se obtuvo una buena convergencia entre los datos medidos y los modelos, con valores del error cuadrático medio (RMS) cercanos al 2%. La profundidad alcanzada en los perfiles oscila entre 40 y 60 metros. Las secciones muestran dos niveles resistivos. El nivel superior, con valores superiores a 1500 Ω.m, presenta subniveles (perfiles 1, 2 y 8), y un espesor total de 10-18 metros. El nivel inferior se caracteriza por valores resistivos relativamente bajos y es visible en todos los perfiles realizados.

Los sondeos mecánicos han proporcionado una secuencia de 11 metros de sedimentos. En conjunto se trata de una formación de arenas groseras con gravas dispersas en niveles centimétricos y

decimétricos, entre los que se intercalan pasadas de arcillas y limos. A veces presenta zonas con materia orgánica, más abundantes hacia el techo, lo que indica la presencia de paleocanales y/o zonas de turberas.

En la muestra extraída a los 565-570 cm, en un nivel arcilloso con alto contenido de materia orgánica, se ha podido realizar una datación mediante C14. Esta indica una edad de 8950 ± 50 BP, que corresponde a una edad calibrada de aproximadamente 10093 cal BP. El calibrado se ha realizado mediante Calib 6.0 y se ofrece una fecha media en el intervalo de mayor probabilidad a 2 σ (Stuiver et al., 2005).

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

El primer nivel (G1), el más superficial, con valores resistivos relativamente altos (>2500 Ohm•m.), corresponde a una formación sedimentaria originada por procesos fluvioglaciares y fluviotorrenciales con episodios lacustres someros. Esta interpretación se apoya en los datos obtenidos a partir de los sondeos mecánicos.

El descenso brusco de los valores resistivos que se produce en la mayoría de los SEV entre los 20 m y 50 m de profundidad indica la presencia de un nivel (G2) con alto contenido en agua. Por su porosidad y valores de resistividad, este nivel podría interpretarse como un material de sedimentos groseros o, lo más probable, una alterita.

Finalmente, el nivel de alta resistividad (G3) identificado en algunos SEV, correspondería al sustrato granítico. El contacto de esta unidad con la inmediatamente superior es muy neto, y la profundidad es variable. Esto se debe a la presencia de umbrales que marcan la paleotopografía de la cuenca (ver Fig. 2c). Por su continuidad y coincidencia con el sistema de fallas que limitan la estructura externa de la nava, estos umbrales se interpretan como de origen tectónico y que han debido de controlar los procesos de relleno en la fosa

Esta interpretación coincide con los datos aportados por la tomografía eléctrica. En las secciones transversales las zonas de mayor resistividad pueden estar relacionadas con aumento del tamaño de la granulometría de los sedimentos y con turbas. Lo primero es especialmente apreciable en el borde occidental de la cuenca. Lo segundo, en la parte central de la misma y en los núcleos de paleocanales. Las variaciones de resistividad detectadas en el perfil número 6, que recorre longitudinalmente la nava, parecen indicar que el relleno de la cuenca en este estadio se realizó mediante canales de alta energía tipo braided. Estos dejaron zonas laterales encharcadas en las que se establecieron las turberas. Por otra parte, los valores de resistividad relativamente bajos de la unidad inferior y que están presentes en los perfiles 1 y 8, puede interpretarse como una zona de alteración del sustrato granítico.

CONCLUSIONES

La geometría de la depresión de Navamuño queda configurada en profundidad por una serie de umbrales que la compartimentan. Estos umbrales tienen un origen tectónico y se deben a fallas pertenecientes a los mismos sistemas de fracturas que delimitan la nava en superficie. De acuerdo con esa disposición de los materiales y la de la morrena que delimita la nava, estas fallas han debido controlar la naturaleza del relleno sedimentario y condicionar el flujo de las masas de hielo de este paleoglaciar. Genéticamente, esta nava puede interpretarse como una fosa tectónica subsidente rellena por sedimentos de origen fluvioglaciar y fluviotorrencial, con episodios de tipo lacustre, locales y someros.

Por debajo de la formación edáfica superficial se han podido diferenciar tres grupos de materiales heterogéneos. El primer grupo es bastante discontinuo, con espesores de hasta 19 m, y se interpreta como paleocanales y/o turberas. Los datos cronológicos disponibles y obtenidos mediante 14C establecen una edad de ~10100 cal BP para los niveles localizados a una profundidad de 565-570 cm. El grupo inmediatamente inferior está presente en todos los perfiles realizados y se ha interpretado como un granito alterado con un mayor contenido en agua. Finalmente, se identifica el sustrato granítico a una profundidad que llega a superar los 50 m.

Agradecimientos: A las autoridades del Parque Regional de la Sierra de Gredos de la JCyL y al Ayuntamiento de Candelario por permitirnos el trabajo de campo. También al Dr. Francisco Gutiérrez Santolalla por su revisión y mejora de este trabajo. Esta investigación constituye una contribución a los proyectos CGL2008-03396/BTE y PII1I09-0138-6113, financiados por el Ministerio de Ciencia e Innovación y la Consejería de Educación y Ciencia de la JCCM, respectivamente.

Referencias bibliográficas

Carrasco, R.M., Pedraza, J., Domínguez-Villar, D., Villa, J., Willenbring, J.K. (2013). The plateau glacier in the Sierra de Béjar (Iberian Central System) during its maximum extent. Reconstruction and chronology. Geomorphology, 196, 83-93.

Griffiths D.H., Barker R.D. (1993). Two dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. Journal of Applied Geophysics, 29, 211-226.

Loke MH (1999). Time-lapse resistivity imaging inversion. Proceedings of the 5th Meeting of Environmental and Engineering Geophysical Society, European Section, Em1.

Loke, M.H. (2000). Topographic modelling in resistivity imaging inversion. 62nd EAGE Conference & Technical Exhibition Extended Abstracts, D-2.

Loke MH, Barker RD, (1996). Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion. Geophysical Prospecting, 44, 131-152.

Pedraza, J., Carrasco, R.M., Domínguez-Villar, D., Villa, J. (2013). Late Pleistocene glacial evolutionary stages in the Gredos Mountains (Iberian Central System). Quaternary International, 302, 88-100.

Stuiver, M., Reimer, P. J., and Reimer, R. W. 2005. CALIB 5.0. [WWW program and documentation].

ESTUDIO GEOQUÍMICO DE LOS SEDIMENTOS GLACIOLACUSTRES DE LA MASSANA Y ORDINO (ANDORRA, PIRINEOS ORIENTALES): INFLUJO SEDIMENTARIO ENTRE LAGOS DE OBTURACIÓN YUXTAGLACIAR E INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL

V. Turu (1) y J. Bordonau (2)

(1) Fundació Marcel Chevalier, Av. Príncep Benlloch 66. AD-0500 Andorra la Vella. igeofundacio@andorra.ad
(2). RISKNAT. Dpt. Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona. C/ Martí i Franquès (S/N). 08028-Barcelona. jaume.bordonau@ub.edu

Abstract (Geochemistry analysis from glaciolacustrine sediments from La Massana and Ordino –Andorra, Southeastern Pyrenees-: Paleoenvironmental interpretation of the sedimentary influx between glacially constrained paleolakes) *Geochemistry of glaciolacustrine deposits in the Pyrenean range is poorly studied. In that sense we have investigated the fine grained deposits of La Massana-Ordino paleolakes in order to increase the knowledge of such deposits. Chemical comparisons between basement rocks and glaciolacustrine deposits indicate an enrichment of chemical elements like Fe & Al. Because most of the catchment was occupied by glaciers, chemical basament denudation should be linked to glacial erosion in the Upper Pleistocene (UP). Since climatic weathering cannot be involved, geochemical variations are related to chemical precipitation in the paleolakes waters. In essence UP climate changes drive to changes in the chemical equilibrium that were recorded on glaciolacustrine sediments.*

Palabras clave: Pleistoceno superior, geoquímica, depósitos glaciolacustres, cambios climáticos
Key words*: Upper Pleistocene, geochemistry, glaciolacustrine deposits, climate changes*

INTRODUCCIÓN

El estudio geoquímico se realizó en el marco de un proyecto de arqueología ceramológica (Molera *et al.,* 1997). Para ello se efectuó un muestreo exhaustivo de arcillas glaciolacustres en diversas localidades de la cuenca de la Valira del Nord (20 muestras). El presente trabajo utiliza los avances realizados en la última década en relación con la cronología del glaciarismo en el Principado de Andorra (Turu, 2002; Turu & Planas (2005), Turu *et al.* 2011), lo que ha permitido mejorar la interpretación paleoambiental del sector NW de Andorra a finales del Pleistoceno superior.

SITUACIÓN

La zona estudiada se centra entre las localidades de Erts (N42º33'44"-E1º29'48"-1335 msnm), La Massana (N42º32'42"-E1º3'53"-1230 msnm) y Ordino (N42º33'22"-E1º31'59"-1300 msnm) en la parte inferior de la cuenca del río Valira del Nord. El substrato rocoso de la cuenca de la Valira del Nord está formado por rocas pre-Hercínicas con un aumento del grado de metamorfismo de sur (pizarras) a norte (gneiss), distribuidas en franjas de orientación EW como producto de una sucesión de pliegues anticlinales (domo de la Pallaresa, domo térmico de Hospitalet y Aston, Zwart, 1965; Eeckhout, 1986) y sinclinales (sinclinal de Llavorsi y de Tor-Cassamanya; Clariana, 2004). Al sur de la cuenca dominan las pizarras sericíticas mientras que al norte predominan los micaesquistos con biotita, moscovita, andalucita, cordierita, granate y estaurolita, los cuales presentan abundancia de aluminio, manganeso y hierro entre otros cationes. Algunos de los materiales son especialmente reactivos a las condiciones de pH y estado redox, destacando las pizarras y esquistos carbonosos del Silúrico que presentan sulfuros de hierro (pirita) y chiastolita, o los calcoesquistos del Devónico que son fuente de carbonatos. La red hidrográfica está orientada NS de forma que drena la gran diversidad litológica de la cuenca.

Durante gran parte del período comprendido entre los 15 y los 30 Ka BP, la parte inferior de la cuenca de la Valira del Nord estuvo obturada por el principal glaciar de Andorra, la Valira de Orient (Vilaplana, 1985; Turu, 2005). El nivel de base local del valle era variable, ya que se han observado sedimentos de vertiente progradados por facies glaciofluviales y glaciolacustres (Turu *et al*., 2002). Durante este período, el glaciar del valle de Ordino se adentraba en el lago yuxtaglaciar de forma intermitente (Turu & Bordonau, 1997) erosionando, deformando y retrabajando parcialmente los sedimentos glaciolacustres (Turu, 2001). Algunos de los avances del glaciar de Ordino producían la obturación de un valle local (valle de Arinsal) alimentado por las aguas de fusión del glaciar del mismo nombre, situado aguas arriba de Erts (Turu, 2002).

METODOLOGÍA

El muestreo se centró en los complejos turbidíticos de los deltas proglaciares descritos por Turu & Bordonau (1997). Posteriormente en el Instituto Jaume Almera del CSIC se procedió a efectuar análisis de difracción FRX de un total de 23 muestras. El tratamiento estadístico multivariante (análisis de conglomerados jerárquico de mínimas distancias con DataDesk 4.0; Num. Reg. 00650909) permitió observar similitudes geoquímicas para los diferentes elementos analizados (ver Fig. 1; Turu *et al.* 2001). Las muestras 1a y 1b no se relacionan con el resto debido a su procedencia extracuenca. Las muestras 9, 11a, 7d y 5b corresponden a aportes con una baja variabilidad litológica (aporte carbonático predominante). Las muestras 12b y 3a presentan una notable similitud, indicando que la cuenca mixta estaba influenciada por los aportes provenientes de Ordino. A una distancia inferior (3) se emparentan dos grupos de muestras; un grupo asociadas con las muestras 12c y 3c, mientras que el otro con el resto de muestras emparentadas prácticamente por pares.

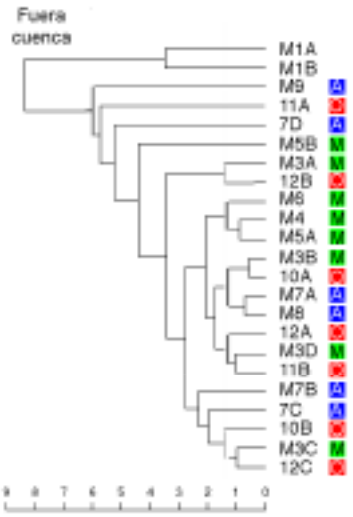


Fig. 1: Dendograma de correlación entre muestras según TiO_2, Fe_2O_3, MnO y MgO. A mayor distancia menor afinidad con el resto de muestras. Influjo sedimentario de la cuenca a la cual corresponde la muestra: M-cuenca mixta de mezcla de aguas, O-cuenca de Ordino, A-cuenca de La Massana.

La primera interpretación de los resultados (Turu *et al.* 2001) evidenció la existencia de una repetición de situaciones paleogeográficas sinópticas basadas en las descritas por Turu & Bordonau (1997). La falta de dataciones absolutas no permitió establecer la sucesión cronológica de las situaciones sinópticas.

DATOS

La posición geográfica, estratigráfica (modificada de Turu, 2002) y cronológica de las muestras queda especificada en la Tabla 1.

Comparando los datos obtenidos en las muestras con los existentes del substrato rocoso (Zwart, 1965; Mey, 1967; Jäger & Zwart, 1968; Eeckhout 1986) se observa un enriquecimiento de ciertos elementos como el aluminio y el hierro (Tabla 1).

Prat (1980) efectuó difracción de Rx de diversas muestras del Principado, una de ellas correspondiente al valle de Arinsal (sector de muestras A-M7). Dicha muestra presentaba un 10% de arenas, un 64% de limos y un 26% de arcillas (correspondiendo el 77% de la fracción arcillosa a illita y el 23% restante a clorita). Según Prat (1980) la disolución de las rocas calcáreas del Devónico por las aguas frías era muy activa ya que el 24% de la muestra analizada presentó carbonatos.

MECANISMO DE ALTERACIÓN

Las rocas presentes en la cuenca son metamórficas (pizarras, esquistos, calcoesquistos, micaesquistos y gneiss) y mayoritariamente peralumínicas (biotita, moscovita, andalucita, sillimanita, estaurolita, cordierita, granate, ...), la alteración de las cuales aporta los cationes analizados al sistema.

La alteración del substrato

De forma general las aguas meteóricas contienen O_2 y CO_2 disuelto que confieren un carácter ácido y oxidante al agua y promueven la hidrólisis y la oxidación.

La oxidación de los minerales de hierro y magnesio provoca un desequilibrio eléctrico en la estructura mineral y obliga a la eliminación de cationes enriqueciendo la solución de bases. La desestabilización de los sulfuros de hierro (básicamente pirita) presentes en las pizarras del Silúrico produce actualmente aguas muy ácidas y oxidantes (pH < 4 y Eh > 0; Turu, 1994) liberando sulfato y hierro. La disolución de los carbonatos presentes en la cuenca (Turu & Bertran, 1995) produce aguas básicas (pH > 7,5). Cuando ambas soluciones entran en contacto los solutos pueden precipitar en forma de óxidos, hidróxidos, sulfatos y carbonatos. Cuando la solución es alcalina tiene lugar la disolución de los minerales metamórficos.

Muestra	AlO3	P2O5	K2O	CaO	SiO2	TiO2	MnO	Fe2O3	MgO	LI	Altura	SD	Fe/Ti	Al/Ti	Ref.	Datación	Cal BP	±2σ	Analíticas y datación	Coord. X	Coord. Y	Afloramiento(1)
JM1a	20,71	0,08	3,08	0,49	58,78	0,89	0,04	8,87	0,88	7,02	1000		9,97	23,27	Extra cuenca					530250	18520	
JM1b	22	0,09	3,28	0,71	55,89	1,01	0,04	9,38	1,09	8,62	1035		9,29	21,78	Extra cuenca					530330	18675	
Gneiss	13,59	0,15	4,46	1,23	72	0,33	0,02	0,703	0,53	6,15			2,13	41,18					Eeckhout (1986)			
Calcoesqu.	14	0	1,6	34,2	48,35	0,13	0,38	0,33	1,15	0,13			2,54	107,7					Mey (1967)			
Micaesquis.	17,11	0,2	2,86	3,42	63,93	0,7	0,02	1,77	2,17	6,15			2,53	24,44					Jäger & Zwart (1968)			
Pizarra Gr.	30,65	0,09	3,08	1,31	52,5	1,37	0,05	2	0,8	6,8			1,46	22,37					Zwart (1965)			
Promedio	18,84	0,11	3	10	59,2	0,63	0,12	1,201	1,16	4,81			2,16	48,92								
Desvest	8,03	0,086	1,17	16,1	10,78	0,55	0,17	0,81	0,72	3,14			0,51	40,07								
A-M3a	23,23	0,17	4,17	3,42	54,33	0,96	0,08	8,29	2,57	7,21	1221	SD3b	8,64	24,2	a	t > a > g	19.480	448		532762	27498	IV-1.2.3
A-M3b	22,87	0,19	3,81	3,09	56,82	1	0,07	7,79	2,21	6,9	1227,9	SD5	7,79	22,87	b	AND9(Be10)	18.077	1.309	Turu et al (2011)	532795	27500	IV-1.2.2
A-M3c	21,89	0,14	3,84	3,35	53,02	0,94	0,07	7,5	2,31	7,37	1246,7	SD5	7,98	23,29	c	b > c > p	17.989	655		532815	27545	IV-1.2.9
A-M3d	22,5	0,13	3,99	1,64	54,15	1,01	0,07	7,18	2,29	5,58	1288	SD4b	7,11	22,28	d	l > d > b	18.300			533023	27359	IV-3.2.1
A-M4	19,25	0,14	3,15	1,1	59,03	1,03	0,08	7,38	2,05	4,83	1251,5	SD3a	7,17	18,69	e	f > e > s	21.265	419		532910	26650	IV-3.1.5.1
A-M5a	20,39	0,18	3,85	2,01	54,67	1,04	0,08	7	2,03	7,39	1300,5	SD3a	6,73	19,61	f	β115016	20.875	322	Turu (2002)	532230	27645	IV-2.1.4.0
A-M5b	21,17	0,15	3,96	4,94	51,31	1,01	0,11	7,99	2,11	8,73	1297	SD3b	7,91	20,96	g	β169909	19.800	450	Turu et al (2011)	532230	27645	IV-2.1.4.0
A-M6	19,18	0,16	3,1	1,1	59,9	1,05	0,09	7,02	2,04	4,76	1256	SD2c	6,69	18,27	h	β203440	28.480	360	Turu et al (2011)	532431	27495	IV-2.1.7
A-M7a	20,9	0,17	3,67	3,34	54,63	1,03	0,08	7,66	2,29	7,52	1286	SD3a	7,44	20,29	i	β133970	25.901	759	Turu (2002)	531837	28496	IV-6.1.2.2
A-M7b	21,55	0,15	3,84	6,31	50,11	0,93	0,09	7,56	2,41	9,81	1275	SD2b	8,13	23,17	j	β203441	29.231	465	Datación inedita	531588	28562	IV-6.1.2.3
A-M7c	21,3	0,15	3,99	3,88	50,74	0,9	0,07	7,63	2,46	7,93	1285	SD3a	8,48	23,67	k	i > k > s	23.778	637		531588	28562	IV-6.1.2.3
A-M7d	23,05	0,13	4,31	3,26	50	0,82	0,09	8,17	2,43	7,94	1299	SD3b	9,96	28,11	l	β203443	18.520	440	Turu et al (2011)	531588	28562	IV-6.1.2.3
A-M8	21,3	0,16	3,79	4,06	52,46	1,01	0,08	7,73	2,39	7,91	1279,6	SD2c	7,65	21,09	m	h > m > i	27.191	560		531755	28855	IV-6.1.4
A-M9	22,14	0,15	4,12	1,12	53,21	1,12	0,09	9,31	1,99	5,69	1362,2	SD6b	8,31	19,77	n	n < q	16.000			530835	29255	IV-6.2.1
A-10a	22,9	0,16	4,01	6,68	50,89	1,02	0,07	7,73	2,24	7,05	1270	SD5	7,58	22,45	o	o < p	17.800			533165	27985	IV-3.1
A-10b	21,29	0,17	3,67	3,89	52,93	0,97	0,08	7,56	2,2	7,36	1275	SD5	7,79	21,95	p	p < c	17.900			533165	27985	IV-3.1
A-11a	15,79	0,14	2,46	5,83	57,86	0,9	0,07	5,85	1,62	7,42	1332,9	SD6	6,5	17,54	q	β203438	16.950		Turu & Planas (2005)	534323	28695	VI-1.4.2
A-11b	20,54	0,17	3,52	5,3	53,22	1,01	0,07	7,07	2,06	8,28	1328,8	SD6	7	20,34	r	r > q	17.250			534323	28675	VI-1.4.5
A-M12a	20,9	0,18	3,68	1,79	56,28	1,05	0,07	7,038	2,07	5,14	1380	SD3a	6,7	19,9	s	β203444	21.655	515	Datación inedita	534783	29070	IV-5.1.8
A-M12b	24,02	0,16	4,29	2,9	53,08	0,94	0,07	8,47	2,69	9,48	1400	SD3b	9,01	25,55	t	g > t > l	19.160	445		534783	29070	IV-5.1.8
A-M12c	21,05	0,16	3,76	3,89	53,57	0,96	0,07	7,26	2,17	7,46	1415	SD4b	7,56	21,93	u	d > u > r	17.775			534783	29070	IV-5.1.8
Promedio	21,3	0,158	3,76	3,47	53,91	0,99	0,08	7,58	2,22	7,23			6,65	27,09								
Desvest	3,968	0,041	0,76	6,48	9,5	0,24	0,06	2,816	0,62	1,96			2,64	17,06								

Tabla 1: Resultados analíticos correspondientes a las muestras de arcillas glaciolacustres de Andorra, valores en tanto por ciento (%). LI: Lost on Ignition.Altura: Sobre el nivel del mar. SD: Secuencia deposicional. Relaciones Fe/Ti y Al/Ti. Ref. y Datación: Datos cronológicos y extrapolados según su posición estratigrafica. Cal BP: Calibración según INTCAL98-INTCAL04 y http://www.calpal-online.de. Las coordenadas están en el sistema oficial de Andorra (Lambert III). Los afloramientos (1) corresponden a los descritos por Turu & Bordonau (1997). Dataciones inéditas corresponden a sedimentos de vertiente al sur de Ordino (β203441) y en la Serra de l'Honor (β203444).

Esta hidrólisis reemplaza cationes por los hidrogeniones de la solución alcalina produciendo tanto la lixiviación hidrolítica de bases en todas las fases alumínicas (removiéndose Si, Fe, Mn, P y Mg), como la neoformación de arcillas, clorita e illita en abundancia en climas fríos (Blaise, 1989). Thorn *et al.* (2007) han observado que este proceso puede darse en unos pocos centenares de años en clastos morrénicos de la Pequeña Edad del Hielo en Noruega.
Las arcillas de neoformación son transportadas a la cuenca (lago de obturación glaciar) y sedimentan según su forma, densidad y propiedades de floculación; siendo la clorita y la illita las primeras en hacerlo (Blaise, 1989).

La alteración durante el transporte

Los períodos de retroceso glaciar conllevan una mayor fusión y un incremento del aporte de agua al sistema, produciendo una mayor cantidad de lixiviados y un aumento de sedimentos en transporte. Brown *et al.* (1994) observaron que, en el glaciar del Alto Arolla (Valais, Suiza), el contenido en iones disueltos está en relación con la carga sedimentaria en suspensión de las aguas de fusión. También observaron un aumento en el consumo del CO_2 disuelto cuando se incrementaba la concentración de las partículas en suspensión (arcillas y limos), indicando que las aguas de fusión se enriquecen de solutos por la alteración de éstas (hasta un 30% más según Wadham *et al.,* 2001), especialmente si son de naturaleza carbonática.
La tipología de glaciar existente adquiere también su importancia, siendo los glaciares de base templada los que más favorecen la erosión subglaciar y promueven la reactividad por el detritus generado (Wadham *et al.*, 2001). En este sentido Turu (1998) describe deformaciones sinsedimentarias compatibles con las que se producirían bajo un glaciar de base templada en esta cuenca.
Por otra parte, las aguas proglaciares que circulan superficialmente por los sedimentos entre lagos, como fue el caso de la zona de estudio, favorecen la interacción con los materiales detríticos aumentando su concentración en solutos (Wadham *et al*., 2001; Chmiel *et al.* 2007).
Finalmente, la escorrentía superficial producto de la fusión del manto nival en zonas no glaciadas también aportaría solutos a la cuenca (Chmiel *et al*. 2007). Este fue también el caso para las laderas que limitan el paleolago de obturación yuxtaglaciar.

RESULTADOS

En la Tabla 1 se muestran las variaciones de la relacion Al/Ti, usada como indicador paleoambiental por Breuer *et al.* (2013). En la misma tabla se indica la posición estratigráfica de cada muestra en relación a las secuencias deposicionales (SD) de Turu (2002, modificado). Las dataciones absolutas disponibles (Tabla 1) permiten atribuir una cronología absoluta a cada una de las muestras.
En la Fig. 2 se muestra la relación geoquímica mencionada junto al registro NGRIP (Blockley *et al.,* 2012). Los aumentos relativos de la relación Al/Ti coinciden con la mayoría de los ciclos interestadiales (GIS-4, GIS-3, GIS-2), y los descensos relativos con los ciclos estadiales (GS-4, GS-3, GS-2c y GS-2a). No obstante, se observan notables diferencias con respecto a esta regla general durante el estadial GS-2b, lo que induce a pensar que dicho estadial no fue regular en este sector del Pirineo.

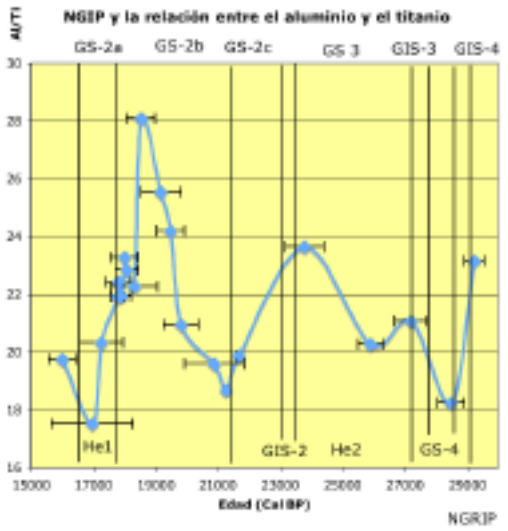


Fig. 2: Correspondencia entre Al/Ti obtenida y las fases climáticas identificadas en el registro NGRIP.

INTERPRETACIÓN

Las variaciones en la fusión glaciar producían una mayor o menor lixiviación del substrato y variaciones en el aporte de partículas en suspensión al paleolago. Atendiendo a la correlación que se observa en la Fig. 2, las causas últimas que explicarían las variaciones geoquímicas en el complejo yuxtaglaciar habría que buscarlas en cambios climáticos ocurridos en el último tramo del Pleistoceno superior.

Correlación con las fases glaciares

El estudio de los sedimentos glaciares de la Valira del Nord muestra el carácter dinámico de los frentes glaciares en el último tramo del Pleistoceno superior.
El interestadial GIS-4 estaría representado por una obturación de los valles de la Valira del Nord por parte del glaciar principal (Valira d'Orient), dando lugar a una sedimentación glaciolacustre (muestra A-M7b; SD 2 de Turu, 2002).
Durante el estadial GS-4, el avance del frente glaciar de Ordino al sur de Els Hortals (Fig. 3) obtura el valle de Arinsal (muestra A-M6).
Durante el interestadial GIS-3, la muestra A-M8 se deposita coincidiendo con una retirada de los frentes glaciares locales. La obturación de los valles de la Valira del Nord por parte del glaciar principal se mantiene, pero a un nivel de base menor.
GS-3 se caracteriza por una mayor obturación del valle de la Valira del Nord por parte del glaciar principal (muestra A-M7a) y por un posible avance de los frentes locales hacia Erts y Ordino (Fig. 3). La incursión del glaciar principal de la Valira d'Orient hacia la Valira del Nord construyó un cordón morrénico en la Serra de l'Honor (Fig. 3).
GIS-2 coincide con una relativa estabilización del nivel de base del paleolago al encontrarse obturado por la morrena de la Serra de l'Honor (Fig. 3). No obstante, la relación Al/Ti de la muestra A-M7c indica que existió un mayor aporte de lixiviados al paleolago (mayor oxidación e hidrólisis) y por tanto una mayor fusión ligada al retroceso de los frentes glaciares.

Durante el estadial GS-2c, el frente del glaciar de Ordino avanza y obtura el valle lateral de Segudet (muestra A-M12a, Fig. 3). El avance prosigue hasta la Serra de l'Honor (Turu & Bordonau, 1997). No se descarta que el glaciar del Valira del Nord y el de Andorra hubiesen confluido al inicio del estadial GS-2b. El retroceso del glaciar de la Valira del Nord y su posterior estabilización permiten la construcción el delta de Els Hortals (muestras A-M4 y A-M5a) por las aguas de fusión con una cierta oscilación del frente glaciar (muestra A-M5b). Aquí la relación geoquímica tiende a recuperar los valores anteriores pero de forma contenida, correlacionándose con las oscilaciones del frente glaciar.

Desde un punto de vista geoquímico, el inicio de la segunda mitad del estadial GS-2b sería similar al del interestadial GIS-2, con un aumento progresivo de la relación Al/Ti (muestras A-M3a; A-M12b y A-M7d) que respondería a un incremento en la lixiviación del substrato. Al igual que para el GIS-2, el nivel de obturación en el paleolago sería relativamente elevado y centrado en la Serra de l'Honor (Fig. 3). Posteriormente se produce un brusco decremento de la relación Al/Ti en el momento que se produce un avance del glaciar de Ordino sobre los sedimentos del delta de Els Hortals y la construcción de una *push moraine* en la Aldosa de La Massana (Turu, 1998; muestra A-M3d)

La parte final del estadial GS-2b se caracteriza por rápidos cambios en la relación geoquímica Al/Ti. En un primer momento el frente glaciar de Ordino retrocede y se produce un descenso del nivel de base del paleolago (muestras A-M3b y A-M3c), junto con una estabilización del frente glaciar de Ordino a La Massana (delta de Santa Caterina; Vilaplana, 1985). Un nuevo retroceso del frente glaciar al sur de Ordino habría permitido la sedimentación de las arcillas glaciolacustres de Les Molleres (muestra A-M10b y A-M10a Turu *et al*., 2011) y la colmatación del lago de obturación lateral de Segudet (Fig. 3; Vilaplana 1985; Turu & Bordonau, 1997).

Dentro de un contexto generalizado de retroceso glaciar, el estadial GS-2a se caracteriza por una estabilización con ligeros avances y retrocesos del frente glaciar (muestras A-M11a y A-M11b) en las inmediaciones de Ordino (Turu *et al*. 2011).

Finalmente, en el estadial GIS-1 el glaciar de Ordino se retira (Turu *et al*., 2011) y cesa la obturación del valle por parte del glaciar principal. El retroceso de los frentes glaciares deja al descubierto nuevas áreas rocosas susceptibles de ser alteradas por causas meteóricas (muestra A-M9).

Modelo geoquímico propuesto

El hierro es un elemento relativamente sensible a los cambios del estado de oxidación (redox) en contraste con el titanio que puede considerarse inmóvil, mientras que el aluminio es soluble cuando la solución adquiere un carácter muy ácido (Breuer *et al.* 2013). El paralelismo entre las relaciones Fe/Ti y Al/Ti indica que los lixiviados provenían de una solución muy ácida (pH < 4) y relativamente oxidante, relacionada con los materiales del Silúrico. Solamente la muestra A-M4 (inicio del GS-2b) presenta un comportamiento inverso entre Al/Ti y Fe/Ti que ha de interpretarse como un cambio en el estado redox en el paleolago.

Los cambios en el pH de la solución de lixiviados, debidos a la mezcla con aguas enriquecidas en carbonatos del substrato Devónico, producirían la precipitación de los solutos. Los compuestos precipitados serían transportados junto con el sedimento. El material en suspensión podría disolverse al llegar a los sectores proglaciares (Fig. 3). Finalmente los elementos sensibles a los cambios en el redox (Fe y Mn) y de solubilidad restringida (Al) precipitarían, mientras que los elementos más solubles (Ca, Mg y K) serían fácilmente transportados fuera de la cuenca.

Entre GIS-4 y GS-2b existe un paralelismo en la evolución de los elementos solubles (Ca y Mg) y los menos solubles (relaciones Fe/Ti y Al/Ti, Tabla 1), indicando que todos ellos habrían llegado al paleolago como partículas sedimentarias. En cambio en el estadial GS-2b los elementos solubles como el Ca y el Mg presentan un comportamiento inverso o incluso errático con respecto a las relaciones Fe/Ti y Al/Ti (Tabla 1), hecho que reflejaría un cambio en las condiciones geoquímicas del paleolago que favorecerían el transporte de los elementos más solubles fuera de la cuenca.

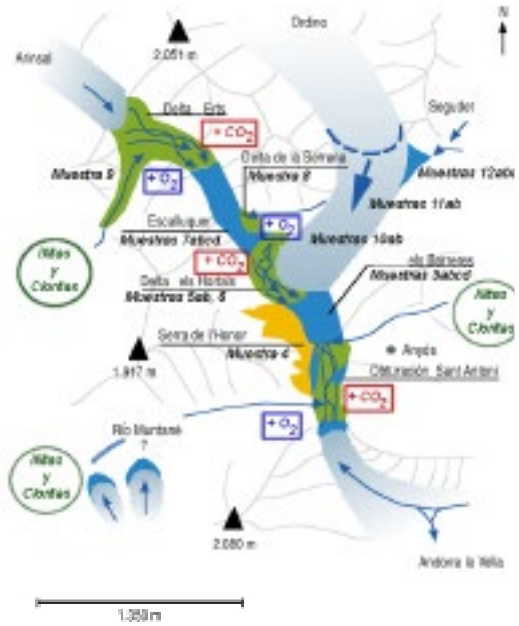


Fig. 3: Situación esquemática del funcionamiento del lago de obturación de La Massana y Ordino. La estabilización de los frentes promueve la formación de deltas proglaciares donde el agua de fusión puede enriquecerse en gases atmosféricos.

DISCUSIÓN

Si bien parece existir una correlación directa entre la curva NGRIP y la secuencia geoquímica del paleolago, dicha correlación parece no ser tan directa para el GS-2b. En este sentido mencionar que algo similar ocurre en el macizo del Carlit (vertiente sur de los Pirineos Orientales), al oeste de la zona de estudio, Delmàs (2005) observó un retroceso generalizado del glaciar del Têt de forma anterior a los 19,8 ± 0,44 Ka Cal BP (datación Ly 12 122 en la base del afloramiento de la turbera de la Grave-Amont), en pleno GS-2b; y una recurrencia glaciar posterior atribuida al GS-2a (*Oldest Dryas*, H1). Así pues lo detectado en La Massana-Ordino no parece ser un caso aislado.

CONCLUSIONES

La evaluación de la alteración química del substrato durante el período en que el complejo yuxtaglaciar era activo, se ha obtenido comparando la relación entre elementos móviles/inmóviles (Al/Ti) del basamento registrados en los sedimentos del paleolago. La comparación de los datos isotópicos NGRIP (Blockley *et al.,* 2012) con los datos geoquímicos en su contexto cronológico permite afirmar que el funcionamiento del paleolago estaba ligado a los cambios climáticos ocurridos al final del Pleistoceno superior entre el interestadial GIS-4 y el estadial GS-2. Hay que destacar la importante variabilidad geoquímica observada en el estadial GS-2b y que refleja un cambio del funcionamiento limnológico del paleolago, asociado con una inestabilidad de los frentes glaciares como resultado de cambios en el régimen de precipitaciones (Dominguez *et al.*; 2013).

Referencias bibliográficas

Blaise, B. (1989). Clay-Mineral assemblages from late Quaternary deposits on Vancouver Island, Southwestern British Columbia, Canada. *Quaternary Research*, 31, 41-56.

Blockley, S.P.E., Lane, C.S, Hardiman, M., Rasmussen, S.O., Seierstad, I.K, Steffensen, J.P., Svensson, A., Lotter, A.F., Turney, C.S.M. & Ramsey, C.B (2012). Synchronisation of palaeoenvironmental records over the last 60,000 years and an extended INTIMATE event stratigraphy to 48,000 b2k. *Quaternary Science Reviews*, 36, 2-10.

Breuer, S., Kilian, R., Baeza, O., Lamy, F. & Arz, H. (2013). Holocene denudation rates from the superhumid southernmost Chilean Patagonian Andes (53ºS) deduced from lake sediment budgets. *Geomorphology*, 187, 135-152.

Brown, G.H., Tranter, M. & Sharp, M.J. (1994). *Impact of post-mixing chemical reactions on the major ion chemistry of bulk meltwaters draining the Haut Glacier d'Arolla, Valais, Switzerland*. En: Advances in hydrological processes: Glacier hydrology and hydrochemistry (M. Sharp, K.S. Richards & Tranter, M. Eds.), Wiley, London (England), 139-154.

Chmiel, S., Bartoszewski, S., Gluza, A., Siwek, K. & Zagórski, P. (2007). Physicochemical characteristics of land waters in the Bellsund region (Spitsbergen). *Landform Analysis*, 5, 13-15

Clariana, P. (2004). El sinclinori de Tor-Cassamanya. Estudi estratigràfic i estructural, nova cartografia geològica a escala 1:25.000. *Horitzó*, 6, 3-13

Delmàs, M. (2005). La déglaciation dans les massif du Carlit, *Quaternaire,* 16 (1), 45-55

Dominguez, D., Carrasco, R.M., Pedraza, J., Cheng, H., Edwards, R.L. & Willenbring, J.K. (2013). Early maximum extent of paleoglaciers from Mediterranean mountains during the last glaciation. Scientific Reports, 3, 2034, doi:10.1038/srep02034.

Eeckhout, B. Van Den (1986). A case study of a mantled gneiss antiform, the Hospitalet massif, Pyrenees (Andorra-France). *Geol. Ultraiec.*, 45, 10-50.

Mey, P.H.W. (1967). The geology of the upper Ribagorzana and Baliera valleys, Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 41, 153-220.

Molera, J., Vendrell, M. & Ruf, MªA. (1997). Procés analític. En: *Roc d'Enclar: Transformacions d'un espai dominant (s. IV-XIX).* Monografies del PCA, 4, (Andorra), 37-43.

Prat, M.C. (1980). *Montagnes et vallées d'Andorre, étude géomorphologique*. Tesis Doctoral, Universidad de Bordeaux III, Burdeos (Francia), 267 pp.

Jäger, E. & Zwart, H.J. (1968). Rb-Sr age determinations of some gneisses and granites of the Aston-Hospitalet massif (Pyrenees). *Geol. en Mijnbouw*, 47, 349-357.

Thorn, C.E., Darmody, R.G., Allen, C.E. & Campbell, S.W. (2007). Chemical weathering on the glacial foreland of Storbreen, Jotunheimen Mountains, Norway. *Landform Analysis*, 5, 87-88 (www.sgp.org.pl/la/lav05.htm).

Turu, V. (1994). La Mina de Llorts: antecedents històrics i característiques geológiques. *Annals 1992 de l'IEA de Barcelona*, 87-136. (www.igeotest.ad/articles/vsart.asp?ID=55)

Turu, V. & Bertran, R.Mª. (1995). *Inventari dels tosquers i llosers d'Andorra.* En: La vida Medieval als dos vessants del Pirineu (Patrimoni Cultural d'Andorra, Eds.), Andorra la Vella (Andorra), 246-262 (www.igeotest.ad/articles/docs/Tosquers_i_Llosers_Andorra.pdf).

Turu, V. & Bordonau, J. (1997). El glacialisme de les valls de la Valira del Nord (Principat d'Andorra): Síntesi d'Afloraments. *Annals 1995 de l'IEA de Barcelona*, 41-104. (www.igeotest.ad/articles/vsart.asp?ID=64).

Turu, V. (1998). *Interpretación genética de la unidad deformada de la secció estratigráfica de Sornàs. Un drumlin en los valles de la Valira del Nord, Principado de Andorra (Pirineos Orientales).* En: Actas del V congreso nacional de geomorfología (SEG). Investigaciones recientes de la geomorfología española (A. Gómez-Ortiz y F. Salvador-Franch Eds.), Barcelona (España), 445-454 (www.igeotest.ad/articles/docs/Drumlin%20Sornas.pdf).

Turu, V. (2001). Ejemplos de deformación sinsedimentaria en la cubeta glaciolacustre de la Massana, Push Moraine de la Aldosa y delta dels Hortals, Principado de Andorra (Pirineos Orientales). En: *Actas V Reunión del Cuaternario Ibérico (GTPEQ-SGP),* Lisboa (Portugal), 81-84 (www.igeotest.ad/articles/docs/Push%20Moraine.pdf).

Turu, V., Molera, J., Vendrell, M., Bordonau, J.M. (2001). *Mostreig i relació geoquímica dels dipòsits lutítics de la cubeta de la Massana i Ordino, Valira del Nord (Pirineus Orientals): interpretació paleogeogràfica*. Fundació Marcel Chevalier,(Andorra), Inédito, 100 pp.

Turu, V. (2002). Análisis secuencial del delta de Erts. Estratigrafía de un valle glaciar obturado intermitentemente. Relación con el último ciclo glaciar. Valle de Arinsal, Pirineos Orientales. Parte 2, Aplicación. En: *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología, Patrimonio, Montaña y Dinámica Territorial.* SEG - Dptm Geografia UVA, Valladolid, (España), 565-574 (www.igeotest.ad/articles/docs/Delta%20Erts%20Part%202.pdf).

Turu, V., Pous, J., Bordonau, J. & Palomar, J. (2002). La cubeta de sobreexcavació glacial de la Massana-Ordino (Pirineus Orientals): Aplicació de la prospecció geoelèctrica. Horitzó, 2, 38-51 (www.iea.ad/images/stories/Documents/CENMA/Hortizo/Horitzo2/H2massana.pdf).

Turu, V. & Planas, X. (2005). Inestabilidad de vertientes en los valles del Valira. Datos y dataciones para el establecimiento de una cronología, posibles causas. Andorra y Alt Urgell (Pirineos Orientales). En: *Actas del VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*, (UV-UPC, Eds.), Valencia (España), 1-15 (www.igeotest.ad/articles/docs/TuruiPlanas.pdf).

Turu, V. (2005). El llac de la Massana. *Horitzó*, 8, 23-25 (www.iea.ad/images/stories/Documents/CENMA/Hortizo/Horitzo8/H8article4.pdf).

Turu, V., Vidal-Romaní, J.R. & Fernández-Mosquera, D. (2011). Dataciones con isótopos cosmogénicos (10Be): El "LGM" (Last Glacial Maximum) y "the Last Termination" en los valles del Gran Valira i la Valira del Nord (Principado de Andorra, Pirineos Orientales. En: *Actas del XIII congreso nacional AEQUA,* (Andorra), 19-23 (http://www.igeotest.ad/articles/vsart.asp?ID=66).

Vilaplana, J.M. (1985). Les fases glacials del Quaternari superior en el sector nord-oest del Pirineu Andorrà. *Rev. Inv. Geol.*, 41, 67-82.

Wadham, J.L., Cooper, R.J., Tranter, M. & Hodgkings, R. (2001). Enhancement of glacial solute fluxes in the proglacial zone of a polythermal glacier. *Journal of Glaciology*, 47, 158, 378-386.

Zwart, H.J. (1965). Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees, sheet 6, Aston, France, Andorra, Spain, 1:50,000. *Leidse Geol. Meded.*, 33, 191-254.

EL PROCESO DE DEGLACIACIÓN EN LOS PICOS DE EUROPA A PARTIR DE EVIDENCIAS GEOMORFOLÓGICAS Y SEDIMENTOLÓGICAS

J. Ruiz-Fernández (1), M. Oliva (2), C. García (1), M. Geraldes (2) y J. Fernández-Irigoyen (3)

(1) Dpto. de Geografía, Universidad de Oviedo, c/ Teniente Alfonso Martínez, s/n, 33003, Oviedo, España, ruizjesus@uniovi.es
(2) Centro de Estudos Geográficos - IGOT, Universidade de Lisboa, Alameda da Universidade, 1600-214, Lisboa, Portugal.
(3) Dpto. de Historia, Universidad de Oviedo, c/ Teniente Alfonso Martínez, s/n, 33003, Oviedo, España.

Abstract (The deglaciation in Picos de Europa based on geomorphological and sedimentological evidences): *This study examines the process of deglaciation of the Western Massif of the Picos de Europa through field work and the realization of geomorphological mapping, sedimentary records and absolute datings of ^{14}C. Notably, we have identified four main glacial stages: maximum advance (LGM), retreat and stabilization from the maximum advance (LGM), Late Glacial and Little Ice Age. Have also been obtained minimum ages of 18,075 ± 425 cal BP for the maximum advance stage and 11,150 ± 900 cal BP for the stage II (retreat and stabilization from the maximum advance). The study of sedimentary records will reveal the environmental conditions prevailing since the deglaciation of the massif.*

Palabras clave: fases glaciares, cartografía geomorfológica, registros sedimentarios, dataciones, Picos de Europa.
Key words*: glacial stages, geomorphological mapping, sedimentary records, datings, Picos de Europa.*

INTRODUCCIÓN

A pesar de la existencia de trabajos previos de indudable interés, se puede afirmar que el avance decisivo en el conocimiento del último ciclo glaciar pleistoceno en la Cordillera Cantábrica, se produce a partir de finales de la década de los años setenta del S. XX. Desde entonces, los sucesivos estudios han ido centrando su atención en la reconstrucción de los diferentes glaciares durante la máxima extensión de los hielos, la altitud de los frentes, las fases glaciares reconocibles, la existencia o no de glaciarismo en conjuntos montañosos de altitud moderada, etc. (Martínez de Pisón y Arenillas, 1979; Frochoso, 1980 y 1990; Frochoso y Castañón, 1986 y 1998; Flor y Bailón-Misioné, 1989; Gale y Hoare, 1997; García de Celis, 1997; González-Gutiérrez, 2002; González-Trueba, 2005 y 2007; etc.).

En los últimos años, la generalización de las técnicas de datación ha permitido crear un marco cronológico bastante preciso. En este sentido, y al igual que ocurre en otros conjuntos montañosos peninsulares como los Pirineos o Sierra Nevada, diversos estudios han propuesto un máximo avance glaciar en estas montañas anterior al Último Máximo Glaciar Global (Jiménez y Farias, 2002; Moreno *et al*., 2010; Jiménez *et al*., 2012; Serrano *et al*., 2012a y 2012b). Pese a ello, aún quedan importantes interrogantes por resolver en cuanto a la extensión del glaciarismo en numerosos sectores de la Cordillera Cantábrica, incluidos los Picos de Europa y su entorno, las fases glaciares reconocibles, así como en lo referente a la evolución ambiental postglaciar.

ÁREA DE ESTUDIO

El área estudiada se circunscribe al Macizo Occidental de los Picos de Europa, también llamado del Cornión (figura 1). Los Picos de Europa constituyen el conjunto montañoso de mayor altitud de la Cordillera Cantábrica (Torrecerredo, 2648 m). Están integrados por tres macizos (el ya citado Occidental o del Cornión, el Central o de los Urrieles y el Oriental o de Ándara), individualizados por profundas gargantas labradas por los ríos Dobra, Cares, Duje y Deva. Se componen casi en exclusiva de calizas del Carbonífero, organizadas en una serie de escamas cabalgantes de rumbo aproximado E-O y fuerte vergencia hacia el Sur. Dicha organización hace que desde el punto de vista morfoestructural, los Picos de Europa se resuelvan en una serie de dorsos o espaldares de cierta pendiente en las orientaciones Norte y abruptos frentes hacia el Sur. Este armazón morfoestructural ha sido intensamente transformado por la erosión fluvial, los glaciares cuaternarios, los procesos kársticos y la morfodinámica periglaciar relicta y actual (Miotke, 1968; Smart, 1984 y 1986; Frochoso y Castañón, 1986 y 1998; Senior, 1987; Gale y Hoare, 1997; Alonso, 1998; Castañón y Frochoso, 1998; Serrano y González-Trueba, 2004; González-Trueba, 2005 y 2007; Ruiz-Fernández y Poblete, 2012).

Fig. 1. Mapa de localización de los Picos de Europa.

METODOLOGÍA

En este trabajo se han reconstruido las fases glaciares del Macizo Occidental de los Picos de Europa a partir de las evidencias de campo

observadas, así como de la realización de cartografía geomorfológica y dataciones absolutas. El sistema de cartografía geomorfológica utilizado es el RCP 77 del CNRS francés (Centre National de la Recherche Scientifique) (Joly, 1997). Por otro lado, se han obtenido manualmente dos secuencias sedimentarias de 8 y 5,4 m de longitud en las vegas del Bricial y Belbín respectivamente, realizándose las correspondientes descripciones litoestratigráficas y submuestreando ambos sondeos a 2 cm de resolución con finalidades paleoambientales. Tres muestras con contenido orgánico han sido datadas mediante la técnica del C^{14} en el laboratorio polaco Gliwice Absolute Dating Methods Centre (GADAM Centre, Silesian University of Tehnology). Las edades obtenidas han sido calibradas con el programa OxCal v3.10 (Bronk-Ramsey, 2005). Se han enviado 6 muestras más para ser datadas, pero a la fecha de redacción de la presente comunicación aún no se dispone de los resultados.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las evidencias erosivas y sedimentarias existentes permiten identificar 4 fases glaciares principales en el Macizo Occidental de los Picos de Europa: fase de máximo glaciar dentro del Último Máximo Glaciar (LGM), fase interna (LGM), fase glaciar de altitud (Tardiglaciar) y fase de glaciares de fondo de circo, atribuida a la Pequeña Edad del Hielo (PEH).

En la primera de ellas el Cornión constituía un domo glaciar, un campo de hielo del que solamente sobresaldrían algunas pequeñas crestas rocosas a modo de *nunataks*. En este momento los glaciares alcanzaron su máxima expansión, con los frentes situados a las altitudes más bajas (entre 550 y 1480 m aproximadamente), y se edificaron los complejos morrénicos más importantes y voluminosos del macizo, bien representados en la parte Norte en torno a Pandecarmen, los lagos Enol y Ercina, Belbín, Espines, Parres, Arnaedo, Vega Maor, Ostón, etc (figura 2). En las gargantas que descienden hacia el Cares destacan las morrenas laterales de las Vegas, y especialmente la voluminosa morrena lateral izquierda, que alcanza prácticamente el nivel del río Cares. Hacia el Dobra esta fase estaría representada por los restos morrénicos alojados a los pies de las Canales de Ozania y Carombo, mientras que en el escarpe meridional del Cornión sobresalen los complejos morrénicos de Llos, Hoyobladas, Vallejón de las Horcadas y Arestas, algunos de ellos verdaderamente voluminosos y bien conservados.

Se ha obtenido una edad mínima de 18.075 ± 425 cal. BP para la fase de máximo glaciar a partir de la datación de la base de un sondeo efectuado en el rellano de obturación glaciar de Belbín, cerrado por un cordón morrénico lateral perteneciente al glaciar de Enol y correspondiente a la citada fase glaciar (tabla I y figura 3). El mencionado *core*, de 5,4 m, consiste en una sucesión de depósitos periglaciares, lacustres y orgánicos.

Se trata, en suma, de un nuevo dato cronológico a añadir a los aportados en el Lago Enol por Moreno *et al.* (2010) y en Comeya por Jiménez y Farias (2002), que sitúan la fase de máximo avance del glaciar de Enol con anterioridad a 38.000 años BP. En otras áreas de la Cordillera Cantábrica y los Pirineos se han obtenido cronologías similares para el máximo avance de los hielos durante la última glaciación, anteriores al LGM (García-Ruiz *et al*., 2003, 2010 y 2012; Hughes y Woodward, 2008; Rodríguez *et al*, 2011; Jiménez *et al*., 2012; Serrano *et al*. 2012a y 2012b; Dominguez-Villar *et al*., 2013). En Sierra Nevada el máximo empuje también antecede al mínimo térmico global. Concretamente aconteció en torno a 30 ka BP (Gómez Ortiz *et al*., 2012 y 2013).

Por su parte, la fase interna constituye una estabilización de las masas de hielo que ocurre una vez que ya se ha iniciado el retroceso glaciar y antes de que se produzca la deglaciación generalizada del macizo hasta los pies de las principales cumbres, donde se encuentran los siguientes complejos morrénicos de entidad. Está definida por morrenas de menor entidad que las anteriores y claramente separadas de ellas, que evidencian unas masas de hielo de menor espesor y capacidad modeladora, aunque con una extensión todavía importante, cercana a la que tuvieron durante la máxima expansión. A esta etapa corresponden, entre otros, el pequeño arco existente en la Vega de Enol, las morrenas laterales que flanquean la cabecera del río del Osu (entre la Vega de Enol y la Vega la Cueva), las generadas en la Redondiella, las Bobias, la Vega del Ceñal, la Vega de Llos, etc. Para la fase glaciar interna se ha obtenido también una edad mínima (puesto que no se alcanzó el sustrato rocoso) de 11.150 ± 900 cal. BP, al datar la base de otro *core* de 8 m de largo procedente de la depresión glaciokárstica de la Vega del Bricial, localizada al interior de un complejo morrénico perteneciente a esta segunda fase glaciar (tabla I y figura 2). Se trata de una secuencia muy homogénea, de un color marrón oscuro y con abundante materia orgánica. Se efectuó otra datación a 2,8 m de profundidad, obteniéndose en este caso una edad de 3.675 ± 235 cal. BP (tabla I).

La tercera fase constituye un avance glaciar menor circunscrito a los sectores más elevados, que atribuimos al Tardiglaciar. En efecto, los complejos morrénicos depositados a los pies de los grupos de cumbres más importantes permiten reconstruir con precisión los límites de un buen número de pequeños glaciares generados en orientaciones diversas, aunque con un claro predominio de las Norte. En su mayoría se trata de glaciares de circo, si bien algunos de ellos fueron capaces de emitir cortas lenguas (figura 4). No ha sido posible obtener datos cronológicos para la fase glaciar de altitud. Sin embargo, las características de la misma permiten correlacionarla con un avance glaciar muy pulsador acaecido también en otras montañas españolas (especialmente en los Pirineos) a finales del Pleistoceno, en el periodo conocido como el Tardiglaciar (García-Ruiz y Martí-Bono, 1994 y 2001; Serrano y Martínez de Pisón, 1994; Serrano, 1995 y 1998; González-Trueba, 2007). En este sentido, los datos que se desprenden del análisis de los *cores* obtenidos en el lago Enol por Moreno *et al*. (2010) permiten reconocer un episodio frío y seco durante el *Younger Dryas* (13.500-11.600 cal. BP).

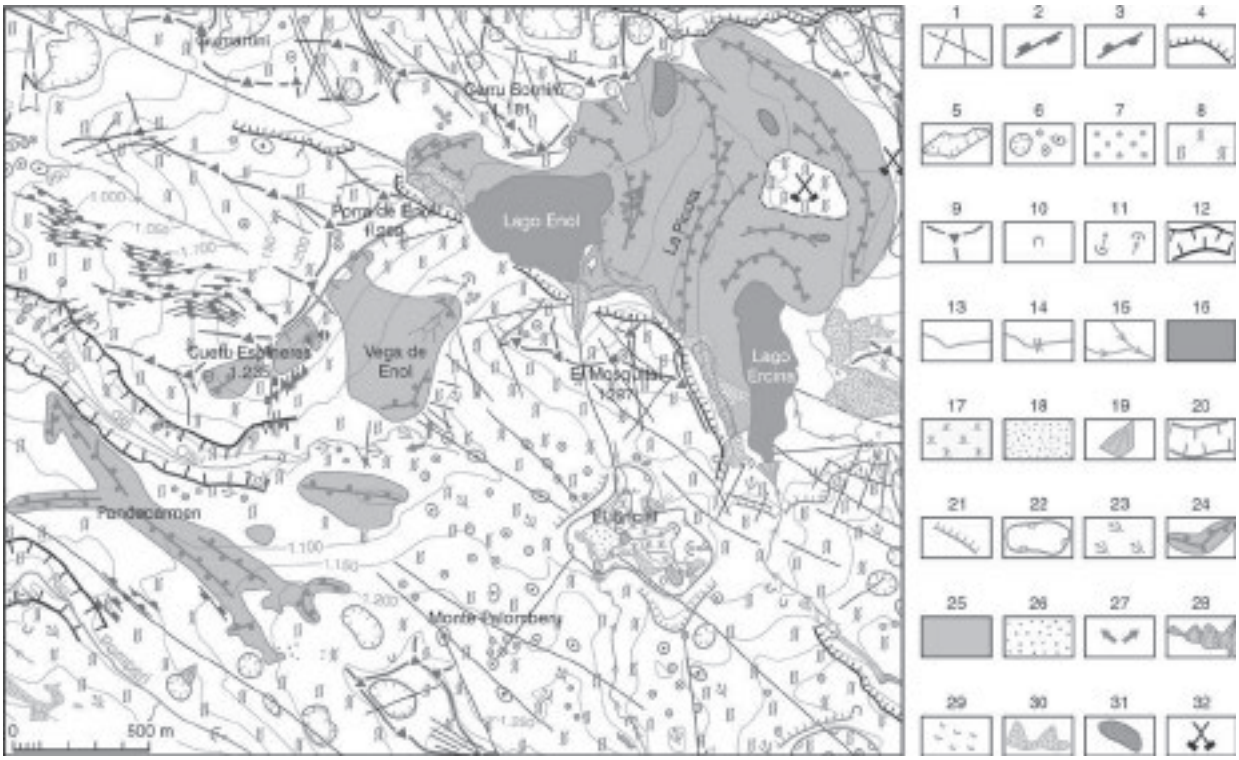


Fig. 2. Cartografía geomorfológica del entorno de los Lagos de Covadonga. 1.- Fallas y fracturas. 2.- Capa subvertical en resalte. 3.- Capa subvertical erosionada. 4.- Escarpe rocoso. 5.- Uvala. 6.- Dolinas. 7.- Boches. 8.- Campo de lapiaces. 9.- Relieve calcáreo residual. 10.- Cueva, abrigo rocoso. 11.- surgencia y sumidero. 12.- Garganta, cauce encajado. 13.- Río. 14.- Cascada. 15.- Surcos de arroyada. 16.- Lago. 17.- Turbera, área encharcada. 18.- Relleno torrencial. 19.- Cono torrencial. 20.- Artesa glaciar. 21.- Umbral glaciar. 22.- Cubeta glaciokárstica. 23.- Rocas aborregadas. 24.- Morrena. 25.- Till, depósito glaciar. 26.- Bloques erráticos. 27.- Difluencia glaciar. 28.- Taludes y conos de derrubios. 29.- Lóbulos de solifluxión. 30.- Desprendimiento. 31.- Escombrera. 32.- Mina inactiva.

Tabla I. Descripción y resultados de las dataciones de C^{14} efectuadas en las vegas de Belbín y el Bricial.

Muestra	Referencia	Método	Materiales datados	Edad C^{14}	Edad calibrada
M1. Rellano de obturación de la majada de Belbín	GdA-948	AMS	Sedimento orgánico	14.810 ± 70	18.075 ± 425 cal. BP (95,4%)
M2. Turbera de la Vega del Bricial (-2,80 m)	Gd-15989	C^{14} convencional (GPC)	Turba	3.420 ± 95	3.675 ± 235 cal. BP (95,4%)
M3. Turbera de la Vega del Bricial (-8 m)	Gd-18436	C^{14} convencional (GPC)	Turba	9.690 ± 260	11.150 ± 900 cal. BP (95,4%)

Finalmente, durante la fase de glaciares de fondo de circo se formaron en el macizo del Cornión tres pequeños glaciares (Peña Santa Norte, Forcadona y Cemba Vieya), muy condicionados por los factores topoclimáticos, al situarse al pie de las cumbres más altas, en orientaciones Norte y por tanto a resguardo de la insolación, y a favor de la sobrealimentación por la caída de aludes. Las formas erosivas y sedimentarias que dejaron estas masas de hielo están muy bien conservadas. Las morrenas carecen por completo de vegetación y procesos edáficos. El pulido glaciar es fresquísimo y se conservan perfectamente las estrías, ya que las superficies rocosas prácticamente no están retocadas por la karstificación. Además, la conservación de un helero enterrado y de neveros permanentes al interior de los complejos morrénicos, que en algunos casos llegan a enlazar directamente con ellos, así como los testimonios históricos existentes, estudiados en profundidad por González-Trueba (2005), permiten atribuir estos tres glaciares a la PEH.

CONCLUSIONES

En el Macizo Occidental de los Picos de Europa han sido identificadas cuatro fases glaciares: fase de máximo glaciar (LGM), fase interna (LGM), fase glaciar de altitud (Tardiglaciar) y fase de glaciares de fondo de circo (PEH). Mediante dataciones de C^{14} en la base de dos sondeos, se han obtenido edades mínimas de 18.075 ± 425 cal. BP para la fase de máximo glaciar y de 11.150 ± 900 cal. BP para la fase interna.

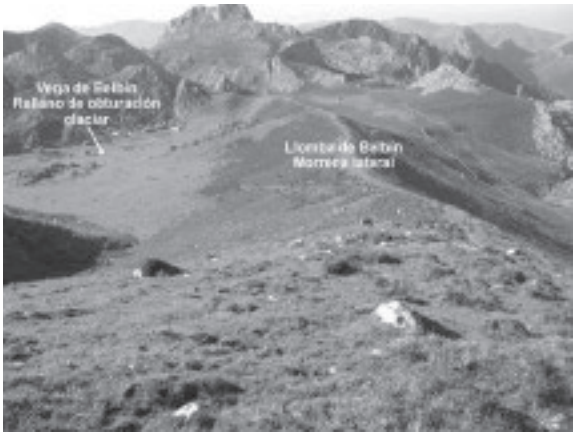


Figura 3. Vista del rellano de obturación de Belbín, cerrado por un cordón morrénico lateral (la Llomba de Belbín), perteneciente a la fase de máximo avance del Glaciar de Enol.

Los dos *cores* analizados corresponden a dos secuencias sedimentarias diferentes que revelan cambios medioambientales significativos durante la deglaciación de los Picos de Europa. Estos cambios son interpretados como el resultado de la variabilidad climática en dos ambientes con características topográficas diferentes. El estudio pormenorizado de estos sondeos, que está en curso, permitirá detallar las condiciones ambientales (y climáticas) imperantes en el Macizo del Cornión desde su deglaciación.

Figura 4. Detalle del arco morrénico frontal situado al N del circo de los Moledizos – Torre Bermeja, adscrito a la fase glaciar de altitud (Tardiglaciar).

Referencias bibliográficas

Alonso, V. (1998). Covadonga Nacional Park (Western Massif of Picos de Europa, NW Spain): a calcareous deglaciated area. *Trabajos de Geología*, 20, 167-181.

Bronk-Ramsey, C. (2005). Improving the resolution of radiocarbon dating by statistical analysis. En: *The Bible and Radiocarbon Dating: Archaeology, Text and Science* (T.E. Levy y T.F.G. Higham, eds.). Equinox, London, 57-64.

Castañón, J.C. y Frochoso, M. (1998). La alta Montaña Cantábrica: condiciones térmicas y morfodinámicas en los Picos de Europa. En: *Procesos biofísicos actuales en medios fríos* (A. Gómez-Ortiz, F. Salvador, L. Schulte y A. García, eds.). Universidad de Barcelona, Barcelona, 113-132.

Dominguez-Villar, D., Carrasco, R.M., Pedraza, J., Cheng, H., Edwards, R.L., y Willenbring, J.K. (2013). Early maximum extent of paleoglaciers from Mediterranean mountains during the last glaciation. *Scientific Reports*, 3, 2034. doi: 10.1038/srep02034.

Flor, G. y Bailón-Misioné, J.L. (1989). El glaciarismo cuaternario de los puertos de Áliva (Macizo Oriental de los Picos de Europa, occidente de Cantabria). *Cuaternario y Geomorfología*, 3 (1-4), 27-34.

Frochoso, M. (1980). El Macizo Central de los Picos de Europa y sus glaciares. *Ería*, 1, 67-87.

Frochoso, M. (1990): *Geomorfología del Valle del Nansa*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cantabria, Santander, 281 pp.

Frochoso, M. y Castañón, J.C. (1986). La evolución morfológica del alto valle del Duje durante el Cuaternario (Picos de Europa, NW España). *Ería*, 11, 193-209.

Frochoso, M. y Castañón, J.C. (1998). El relieve glaciar de la Cordillera Cantábrica. En: *Las huellas glaciares de las montañas españolas* (A. Gómez-Ortiz y A. PÉREZ ALBERTI, eds.): Servicio de publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 65-137.

Gale, S.J. y Hoare, P.G. (1997). The glacial history of the northwest Picos de Europa of northern Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, 41, 81-96.

García de Celis, A. (1997). *El relieve de la Montaña Occidental de León*. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Valladolid, Valladolid, 290 pp.

García-Ruiz, J.M. y Martí-Bono, C. (1994). Rasgos fundamentales del glaciarismo cuaternario en el Pirineo aragonés. En: *El glaciarismo surpirenaico: nuevas aportaciones* (J.M. García-Ruiz y C. Martí-Bono, eds.). Geoforma Ediciones, Logroño, 17-31.

García-Ruiz, J.M. y Martí-Bono, C. (2001). *Mapa geomorfológico del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido*, con Mapa geomorfológico E. 1:25.000. OAPN, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 106 pp.

García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Peña-Monné, J.L., Sancho, C. Rhodes, E., Valero, B., González-Samperiz, P. y Moreno, A. (2012). Glacial and fluvial deposits in the Aragón Valley, Central-Western Pyrenees: chronology of the Pyrenean Late Pleistocene glaciers. *Geografiska Annaler*, doi: 10.1111/j.1468-0459.2012.00478.x.

García-Ruiz, J.M., Moreno, A., González-Samperiz, P., Valero, B. y Martí-Bono, C. (2010). La cronología del último ciclo glaciar en las montañas del Sur de Europa. Una revisión. *Cuaternario y Geomorfología*, 24 (1-2), 35-46.

García-Ruiz, J.M., Valero, B., Martí-Bono, C. y González-Samperiz, P. (2003). Asynchroneity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science*, 18 (1), 61-72.

Gómez-Ortiz, A., Palacios, D., Palade, B., Vázquez-Selem, L. y Salvador-Franch, F. (2012). The deglaciation of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology*, 159-160, 93-105.

Gómez-Ortiz, A., Palacios, D., Palade, B., Vázquez-Selem, L., Salvador, F., Tanarro, L. y Oliva, M., (2013). La evolución glaciar de Sierra Nevada y la formación de glaciares rocosos. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 61, 139-162.

González-Gutiérrez, R.B. (2002). *El relieve de los valles del Torío y Curueño (Montaña Cantábrica Leonesa)*. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de León, León, 267 pp.

González-Trueba, J.J. (2005). La Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NO de España). Análisis morfológico y reconstrucción del avance glaciar histórico. *Cuaternario y Geomorfología*, 19 (3-4), 79-94.

González-Trueba, J.J. (2007). *Geomorfología del Macizo Central del Parque Nacional Picos de Europa*. OAPN, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 231 pp.

Hughes, P.D y Woodward, J.C. (2008). Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage. *Journal of Quaternary Science*, 23 (6-7), 575-588.

Jiménez, M. y Farias, P. (2002). New radiometric and geomorphologic evidences of a Last Glacial Maximum older than 18 ka in SW European mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, 15, 93-101.

Jiménez, M., Rodríguez, L., García-Ruiz, J.M., Domínguez-Cuesta, M.J., Farias, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Rico, M. y Valcárcel, M. (2012). A review of glacial geomorphology and chronology in northern Spain: timing and regional variability during the last glacial cycle. *Geomorphology*, doi: 10.1016/j.geomorph.2012.06.009.

Joly, F. (1997): *Glossaire de géomorphologie. Base de données sémiologiques pour la cartographie*. Armand Colin, París, 325 pp.

Martínez de Pisón, E. y Arenillas, M. (1979). Algunos problemas de morfología glaciar en la España atlántica. *Acta Geológica Hispánica (Homenaje a Lluís Solé i Sabarís)*, 14, 445-450.

Miotke, F.D. (1968). *Karstmorphologische studien in der glazial-überformten Höhenstufe der Picos de Europa, Nordspanien*. Selbtverlag der Geografischen Gessellschaft, Hannover, 161 pp.

Moreno, A., Valero, B.L., Jiménez, M., Domínguez, M.J., Mata, M.P., Navas, A., González, P., Stoll, H., Farias, P., Morellón, M., Corella, J.P. y Rico, M. (2010). The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, Northern Spain). *Journal of Quaternary Science*, 25 (7), 1076-1091.

Rodríguez, L., Jiménez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Rico, M. y Valero-Garcés, B. (2011). Last deglaciation in northwestern Spain: New chronological and geomorphologic evidence from the Sanabria region. *Geomorphology*, 135, 48-65.

Ruiz-Fernández, J., y Poblete, M.A. (2012). Las simas del Macizo Occidental de los Picos de Europa: disposición estructural, depósitos asociados y características del drenaje. *Investigaciones Geográficas*, 57, 205-223.

Senior, K.J. (1987). Geology and speleogenesis of the M2 Cave System, Western Massif, Picos de Europa, Northern Spain. *Cave Science*, 14 (3), 93-103.

Serrano, E. (1995). Geomorfología de la Sierra de Tendeñera (Pirineo aragonés). *Ería*, 37, 143-158.

Serrano, E. (1998). *Geomorfología del Alto Gállego. Pirineo aragonés.* Institución "Fernando el Católico", Zaragoza, 501 pp.

Serrano, E. y González-Trueba, J.J. (2004). Morfodinámica periglaciar en el grupo Peña Vieja (Macizo Central de los Picos de Europa – Cantabria). *Cuaternario y Geomorfología*, 18 (3-4), 73-88.

Serrano, E., González-Trueba, J.J. y González-García, M. (2012a). Mountain glaciation and paleoclimate reconstruction in the Picos de Europa (Iberian Peninsula, SW Europe). *Quaternary Research*, 78, 303-314.

Serrano, E., González-Trueba, J.J., Pellitero, R., González-García, M. y Gómez, M. (2012b). Quaternary glacial evolution in the Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Geomorphology*, doi:10.11016/j.geomorph.2012.05.001.

Serrano, E. y Martínez de Pisón, E. (1994). Geomorfología y evolución glaciar en el Pirineo Aragonés Oriental. En: *El glaciarismo surpirenaico: nuevas aportaciones* (J.M. García-Ruiz y C. Martí-Bono, eds.). Geoforma Ediciones, Logroño, 33-64.

Smart, P.L. (1984). The geology, geomorphology and speleogenesis of the Eastern Massif, Picos de Europa, Spain. *Cave Science*, 11 (4), 238-245.

Smart, P.L. (1986). Origin and development of glacio-karst closed depressions in the Picos de Europa, Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, 30, 423-443.

CONTRIBUCION AL ESTUDIO DE LA DEGLACIACIÓN HOLOCENA DE LA PENÍNSULA BARTON (ISLA KING GEORGE, ANTÁRTIDA MARITIMA). RESULTADOS PRELIMINARES

M. Oliva[1], D. Antoniades[2], S. Giralt[3], João Agrela[1], I. Granados[1], S. Pla-Rabes[5], M. Toro[6] & G. Vieira[1]

(1) Instituto de Geografia e Ordenamento do Território – Centro de Estudos Geográficos, Universidade de Lisboa, oliva_marc@yahoo.com
(2) Sección Limnología, Universidad de la República (Uruguay)
(3) Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera-CSIC
(4) Parque Natural de Peñalara
(5) Centre de Recerca Ecològica i Aplicacions Forestals (CREAF-CSIC)
(6) Centro de Estudios Hidrográficos (CEDEX)

Abstract (Holocene deglaciation of Barton Peninsula (King George Island, Maritime Antarctica. First results): The *Barton Peninsula is an ice-free area located in SW King George Island (South Shetland Islands). Numerous lakes have formed following the deglaciation of the peninsula. We cored four of these lakes during the field campaign in February 2012 with the aim to conduct palaeoenvironmental reconstructions. In this paper we present preliminary results including the first radiocarbon dates from the base of three cores. The data suggests the onset of the deglaciation in the Barton Peninsula during the Early Holocene, and small glacier fluctuations during the Late Holocene.*

Palabras clave: *Barton, Antártida marítima, deglaciación, Holoceno, sedimentos lacustres, datación ^{14}C.*
Key words*: Barton, Maritime Antarctica, deglaciation, Holocene, lake sediments, radiocarbon dating.*

INTRODUCCIÓN

Apenas el 0,4% de la superficie antártica corresponde a espacios libres de hielo. Entre los escasos sectores que concentran las áreas no cubiertas por glaciares están los ambientes litorales de las islas Shetland del Sur (Antártida Marítima). Las islas de mayor extensión de este archipiélago emplazado al NW de la Península Antártica se caracterizan por tener una cubierta glaciar que oscila entre el 60% de la isla volcánica de Decepción hasta más del 90% de la superficie de las islas Livingston y King George. Concretamente en esta última se localiza la Península Barton, cuya deglaciación focaliza el objeto de estudio de la presente comunicación.

La deglaciación de las áreas libres de hielo en el extremo septentrional de la Península Antártica es un proceso a escala holocena (Ingolfsson et al., 2003; Seong et al., 2009; López-Martínez et al., 2012). El objetivo de esta comunicación es presentar los resultados de las primeras dataciones de la base de los testigos sedimentarios extraídos de lagos en la Península Barton. Estas dataciones representan la edad de formación de los lagos, y por lo tanto ofrecen edades mínimas correspondientes a la deglaciación en distintos enclaves de la península.

METODOLOGÍA

En febrero de 2012 se llevó a cabo una campaña de trabajo de campo en la Península Barton focalizada en la recolección de sedimentos lacustres mediante el uso de un sondeador de gravedad. Se seleccionaron 4 lagos a lo largo de transectos entre el frente glaciar actual hasta el margen occidental de la península. Los testigos fueron sellados inmediatamente después de su recolección y conservados a temperatura refrigerada hasta su apertura en el laboratorio, donde fueron submuestreados para su posterior análisis.

Se tomaron muestras de sedimento (*bulk sediment*) de la base de los testigos seleccionados para su datación por ^{14}C mediante acelerador de espectrometría de masa (AMS). Estos análisis fueron realizados en el laboratorio Beta Analytic (USA). En esta primera comunicación se discuten los resultados de las primeras tres dataciones de la base de los testigos L5, L6 y L12 (Figura 1, Tabla 1). Un nuevo conjunto de dataciones complementarán estos datos, ampliando el alcance geográfico de nuestro conocimiento de la deglaciación de esta península. A la fecha de redacción de la presente comunicación, estos resultados aun no están disponibles.

ÁREA DE ESTUDIO

La Península Barton se localiza en el margen SW de la isla King George. Las condiciones climáticas del extremo septentrional de la Península Antártica definen este ámbito como un ambiente característico de la Antártida Marítima. La temperatura media anual medida en la base coreana King Sejong para el periodo 1998-2007 fue de -1,8ºC y la precipitación anual alcanzó los 598 mm.

El área libre de hielo cubre una extensión de 8 km^2 y está dominada por los procesos periglaciares. La cubierta vegetal es escasa y está constituida básicamente por musgos y líquenes. El permafrost es esporádico cerca de la costa y continuo a partir de los 25-30 m s.n.m. (Vieira et al., 2010, López-Martínez et al., 2012). El retroceso del glaciar Collins durante el Holoceno ha posibilitado la formación de numerosos lagos en la Península Barton, emplazados algunos en cubetas de sobreexcavación y otros obturados por morrenas frontales o fronto-laterales.

RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

La Figura 1 localiza los cuerpos lacustres sondeados en un mapa de la Península Barton y la Tabla 1 sintetiza los resultados de las primeras dataciones.

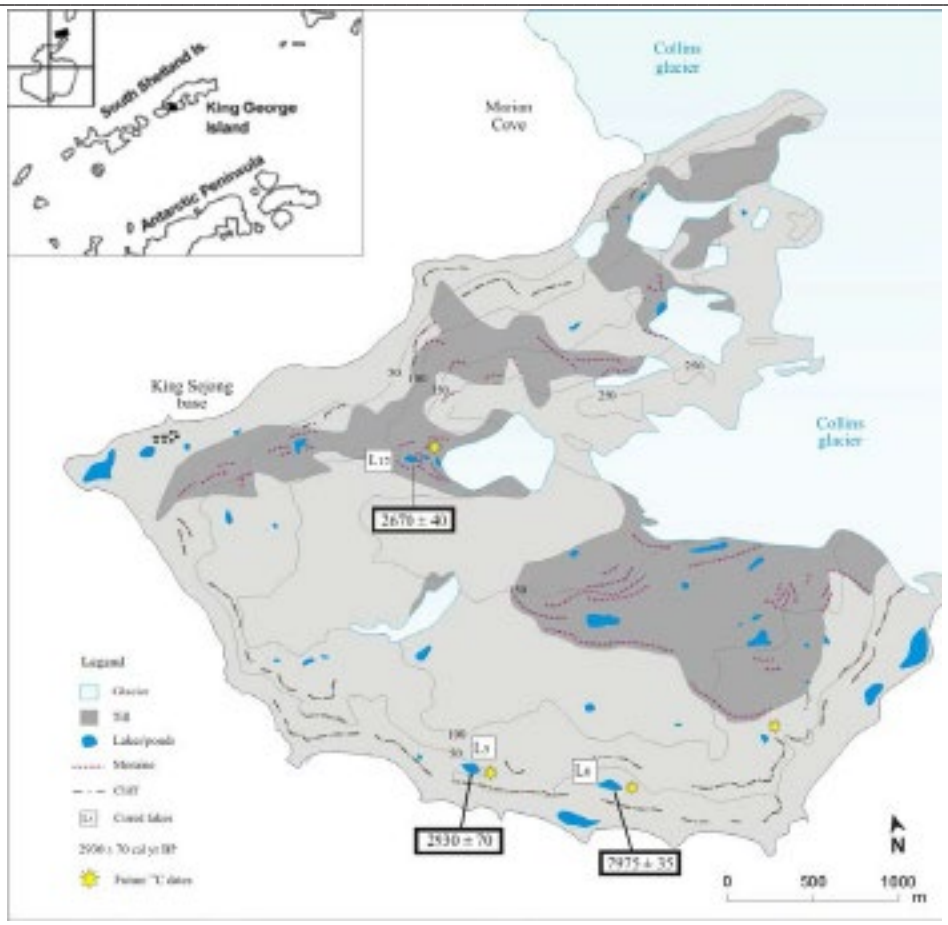


Fig. 1. Mapa geomorfológico esquemático del área de estudio con el emplazamiento de los lagos sondeados y los resultados de las dataciones.

Los lagos L5 y L6 se encuentran en una posición similar respecto del glaciar y la costa (Figura 1). Ambos cuerpos lacustres se localizan en un punto distal respecto del frente glaciar actual, emplazados en cuencas cerradas en su vertiente meridional por un resalte rocoso que cae verticalmente a la línea de costa.

Tabla 1. Resultados de las dataciones correspondientes a la base de los testigos.

Muestra	Lago / core	Edad convencional (BP)	$^{13}C/12C$ (o/oo)	Edad calibrada (cal BP) (2σ)
β-335038	L5	2830 ± 30	-19.7	2930 ± 70
β-335036	L6	7150 ± 30	-25.1	7975 ± 35
β-335037	L12	2450 ± 30	-22.9	2670 ± 40 2490 ± 130

Por posición y topografía, cabría esperar que la edad formación de estos lagos fuese parecida. En cambio, la datación de la base del testigo extraído de L5 arroja una edad de 2930 ± 70 años cal BP y la de L6 alcanza 7975 ± 35 años cal BP. Esta diferencia cronológica tan notable se interpreta como consecuencia de no haber conseguido datar la base de los sedimentos del lago, sino sedimentos más recientes en L5.

Por su parte, L12 es un lago emplazado en un valle aún glaciado en la actualidad. La cuenca fija cabecera en una altiplanicie que sobrepasa escasamente los 250 m. La línea de equilibrio glaciar actual se emplaza en torno a los 170-180 m, con el frente del glaciar llegando a 110 m, donde forma una morrena de escasa potencia vertical. En su retroceso, el glaciar ha dejado numerosas morrenas, algunas de las cuáles cierran lagos. Este es el caso de L12, localizado a 102 m de altura en una depresión intramorrénica obturada por el arco morrénico más externo. La datación de la base de L12 ha resultado en 2670 ± 40 años cal BP.

El lago L12 está localizado a escasos 200 m del frente glaciar actual. Por lo tanto, cabe interpretar que el glaciar no ha avanzado hasta la ubicación del lago durante el Holoceno superior, denotando así un comportamiento relativamente estable para este periodo.

CONCLUSIONES

La mayoría de glaciares en la Península Antártica están en retroceso, con balances de masa negativos reforzándose durante el último siglo (Abram et al., 2013). La isla King George y, en consecuencia, la Península Barton no es una excepción, y los glaciares están en visible retroceso.

Con base en los resultados preliminares aquí presentados, el proceso de deglaciación de la Península Barton debió de iniciarse durante el Holoceno inferior, confirmando así estudios previos

(Seong et al., 2009). Otros registros lacustres de las Shetland del Sur también muestran un calendario parecido en la deglaciación de las áreas libres de hielo, tal y como se ha evidenciado para la Península Byers, en la isla Livingston (Toro et al., 2013). Este patrón de escala regional sugiere unas condiciones climáticas desfavorables para el mantenimiento y estabilidad de los casquetes glaciares existentes en estas islas durante esta fase cálida. El análisis de los registros isótopicos de hielos glaciares y sedimentos marinos de la Península Antártica evidencia un periodo de significativo incremento térmico durante el comienzo del Holoceno, momento en que se registran las temperaturas más elevadas del presente interglacial (Shevenell et al., 2011; Mulvaney et al., 2012).

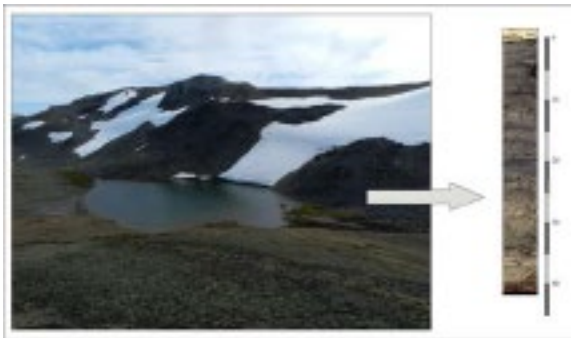


Fig. 2. Imagen del lago L5 y del testigo extraído.

No obstante, el retroceso glaciar no ha sido continuo a lo largo del Holoceno. En este sentido, la datación de la base de un testigo recolectado en L12 emplazado cerca de un glaciar de valle sugiere una cierta estabilidad de las masas heladas en Barton durante el Holoceno superior, con probables avances y retrocesos menores.

Las nuevas dataciones deberían ofrecer una información más detallada sobre la cronología de la deglaciación a través de la Península Barton. Ya están en marcha análisis biológicos y geoquímicos de los sedimentos complementarios que prometen elucidar la variabilidad climática responsable de los cambios ambientales acontecidos en la Península Barton durante los últimos milenios.

Agradecimientos: El primer autor agradece a la AXA Research Fund la concesión de un contrato postdoctoral durante el cual se ha escrito la presente comunicación. La investigación se ha amparado en el proyecto HOLOANTAR (Holocene environmental change in the Maritime Antarctic. Interactions between permafrost and the lacustrine environment, PTDC/CTE-GIX/119582/2010) de la Fundação para a Ciência e a Tecnologia de Portugal y en el Programa Polar Portugués (PROPOLAR). Se agradece el apoyo logístico por parte del Instituto Polar Coreano (KOPRI) y del Instituto Antártico Chileno (INACH).

REFERENCIAS

Abram, N.J., Mulvaney, R., Wolff, E.W., Triest, J., Kipfstuhl, S., Trusel, L.D., Vimeux, F., Fleet, I. & Arrowsmith, C. (2013). Acceleration of snow melt in an Antarctic Peninsula ice core during the twentieth century. *Nature Geoscience*, 6, 404-414.

Hall, B.L. (2009). Holocene glaciar history of Antarctica and sub-Antarctic Islands. Quaternary Science Reviews, 28, 2213-2230.

Ingólfsson, O., Hjort, C. & Humlum, O. (2003). Glacial and climate history of the Antarctic Peninsula since the Last Glacial Maximum. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 35 (2), 175-186.

López-Martínez, J., Serrano, E., Schmid, T., Mink, S. & Linés, C. (2012). Periglacial processes and landforms distribution in the South Shetland Islands (northern Antarctic Peninsula region). Geomorphology,155-156, 62-79.

Mulvaney, R., Abram, N.J., Hindmarsh, R.C., Arrowsmith, C., Fleet, L., Triest, J., Sime, L.C., Alemany, O. & Foord, S. (2012). Recent Antarctic Peninsula warming relative to Holocene climate and ice-shelf history. Nature, 489, 141-144.

Seong, Y.B., Owen, L.A., Lim, H.S., Yoon,H.I., Kim, Y., Lee, Y.I. & Caffee,M.W. (2008). Rate of late Quaternary ice-cap thinning on King George Island, South Shetland Islands, West Antarctica, defined by cosmogenic 36Cl surface exposure dating. Boreas, 38, 207-213.

Shevenell, A.E., Ingalls, A.E., Domack, E.W., & Kelly, C. (2011). Holocene Southern Ocean surface temperature variability west of the Antarctic Peninsula. Nature, 470, 250-254.

Toro, M., Granados, I., Pla, S., Giralt, S., Antoniades, D., Galán, L., Martínez Cortizas, A., Soo Lim, H. & Appleby, P.G. (2013). Chronostratigraphy of the sedimentary record of Limnopolar Lake, Byers Peninsula, Livingston Island, Antarctica. Antarctic Science, 25, 198-212.

Vieira, G., Bockheim, J., Guglielmin, M., Balks, M., Abramov, A.A., Boelhouwers, J., Cannone, N., Ganzert, L., Gilichinsky, D.A., Goryachkin, S., López-Martínez, J., Meiklejohn, I., Raffi, R., Ramos, M., Schaefer, C., Serrano, E., Simas, F., Sletten, R. & Wagner, D. (2010). Thermal state of permafrost and active-layer monitoring in the Antarctic: advances during the International Polar Year 2007-09. Permafrost and Periglacial Processes, 21(2), 182-197.

Capítulo VII

SUELOS Y TÉCNICAS APLICADAS A REGISTROS CUATERNARIOS

APLICACIÓN DE ESCÁNERES LÁSER 3D Y TÉCNICAS GIS PARA LA RECONSTRUCCIÓN Y ANÁLISIS DE YACIMIENTOS ARQUEOLÓGICOS: LAS GALERÍAS DE LAS HUELLAS (COMPLEJO KÁRSTICO DE OJO GUAREÑA, BURGOS)

A. Benito-Calvo (1, 2), A.I. Ortega Martínez (1, 2), F. Ruiz García (2), T. Karampaglidis (1, 2), I. Campaña (1), M.A. Martín Merino (2)

(1) Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH, Paseo Sierra de Atapuerca s/n, 09002-Burgos. alfonso.benito@cenieh.es
(2) Grupo Espeleológico Edelweiss. Excma. Diputación Provincial, 09071-Burgos

Applying 3D laser scanner and GIS techniques for the reconstruction of archaeological sites: the Galerías de las Huellas (Ojo Guareña, Burgos): *In this work we show the preliminary works carried out at the Galería de las Huellas site (Ojo Gureña, Burgos), focused on the accurate three-dimensional resconstruction of the site, with non-destructive methods. The latter allow us to analyze the tracks and the characteristics of the human group who explored this cavity during the Prehistory. These works have been carried out combining 3D laser scanner technology with GIS methodologies, obtaining a model of the cavity floor, where the footprints and their internal morphology can be observed in detail.*

Palabras clave: Escáner Láser 3D, SIG, Galerías de las Huellas, Ojo Guareña
Key words*: 3D Laser Scanner, GIS, Galerías de las Huellas, Ojo Guareña*

INTRODUCCIÓN

Dentro del Complejo Kárstico de Ojo Guareña se conservan diversos yacimientos arqueológicos, entre los que destaca, por su excepcionalidad, el de las Galerías de las Huellas (Ortega, 2009, Fig. 1).

Este yacimiento se distribuye a lo largo de dos galerías y una sala, cuyos pisos están formados, salvo en las zonas de colapso de bóvedas, por un suelo plástico de arenas y limos.

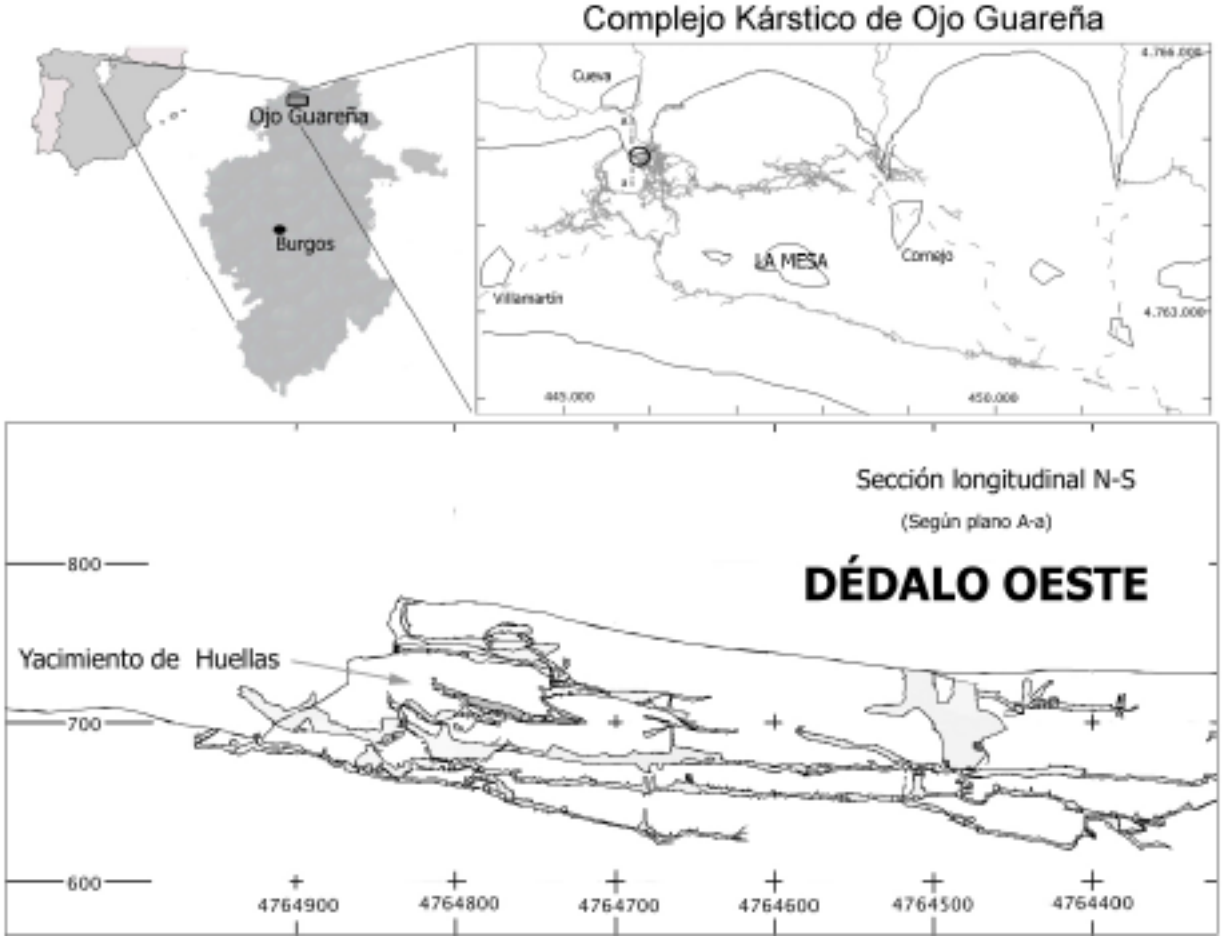


Fig. 1: Situación del Complejo Kárstico de Ojo Guareña y la Galería de las Huellas.

Las propiedades plásticas del suelo han permitido la conservación de centenares de huellas humanas de pies descalzos de época prehistórica. Actualmente, el suelo de las galerías mantiene sus características plásticas por lo que cualquier incursión para investigar este excepcional hallazgo podría dañar o borrar permanentemente las improntas prehistóricas. En este trabajo presentamos las primeras investigaciones en el yacimiento, que se han centrado en obtener una copia tridimensional y fidedigna de las huellas por medios remotos no invasivos, utilizando un escáner láser 3D y técnicas de Sistemas de Información Geográfica (SIG), con el fin de obtener modelos cartográficos de alta resolución que permitan cartografiar y analizar la forma y distribución de las improntas.

CONTEXTO GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO

En la comarca de Las Merindades (Norte de Burgos), se localiza el Complejo Kárstico de Ojo Guareña (Grupo Espeleológico Edelweiss, 1986), de cuya red principal, formada por 14 cuevas, se han topografiado más de 110 km de conductos. Este sistema de galerías se desarrolla en el flanco norte del Sinclinal de la Mesa-Pereda (del Olmo *et al*., 1978), a favor de la unidad de calizas y dolomías del Cretácico Superior (Coniaciense), que da lugar a una notable cuesta estructural. En esta zona, la evolución del nivel de base de los ríos Guareña y Trema ha favorecido la formación de seis niveles kársticos subhorizontales e interconectados, que se distribuyen desde cotas relativas a +70 m hasta el nivel del cauce actual, aunque existen claras evidencias de paleoniveles más antiguos que no conectan con la red principal.

LAS GALERÍAS DE LAS HUELLAS

Las Galerías de las Huellas se localizan en el tercer nivel del sistema, a +40 m sobre el cauce actual. El yacimiento se sitúa aproximadamente a 1250 m de la entrada más próxima (Cueva Palomera), aunque se encuentra a escasos 150 m de la superficie en la ladera del Circo de San Bernabé, donde se encontraría la antigua entrada, hoy en día colapsada, en torno a la Sala de las Huellas.

El suelo de las galerías está compuesto principalmente por sedimentos detríticos de interior en los que han quedado impresas las huellas. Presentan textura franca y composición mayoritaria de calcita, cuarzo, feldespatos y, en menor medida, filosilicatos. Estos depósitos se hayan cubiertos localmente por espeleotemas y, en conjunto, se encuentran incididos por pequeños canales. Los extremos de las galerías aparecen colmatados por derrumbes de bloques y espeleotemas.

Las interpretaciones iniciales de este yacimiento, obtenidas a partir de análisis fotográficos, indican que las improntas fueron dejadas por un grupo de entre 6 y 10 individuos (Ortega, 2009), entre los que podría haber jóvenes debido al pequeño tamaño de algunas huellas, que realizaron un recorrido de ida y vuelta por las galerías. En las mismas galerías se localizaron restos de carbón que fueron datados en 15.600 ± 230 BP (Delibrias, *et al*., 1974).

METODOLOGÍA

El levantamiento tridimensional de las Galerías de las Huellas fue realizado con un escáner láser 3D (ScanStation C10 de Leica, Fig. 2). Este escáner presenta una tecnología de tiempo de vuelo, con un alcance máximo de 300 m, una precisión de 4 mm, y resoluciones inferiores al milímetro.

El escáner, transportado al interior de la cavidad manualmente, fue posicionado sobre un trípode en las zonas laterales al yacimiento (Fig. 2), desde donde se realizaron los escaneados a alta resolución (5 mm a los 10 m). En total se han realizado un total de 7 escaneados en la Galería I y 10 en la Galería II.

Las nubes de puntos obtenidas fueron unidas en un sistema de referencia común utilizando dianas de referencia. El error medio absoluto del proceso de unión o registro se situó en 1 mm. De este modo, las nubes de puntos finales alcanzaron resoluciones medias de 3 mm en la Galería I y de 4 mm en la Galería II.

Fig. 2: Proceso de escaneado de la Galería de las Huellas I.

Los puntos correspondientes al suelo de ambas Galerías fueron aislados y exportados a formato SIG, utilizando el programa System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA v2.0.8). En este sistema se generaron sendos Modelos Digitales de Elevaciones (MDE), rellenando los huecos entre puntos mediante un interpolador de tipo *spline* (umbral de tensión 0,5). Los MDE resultantes se generaron con un tamaño de celda de 3 mm.

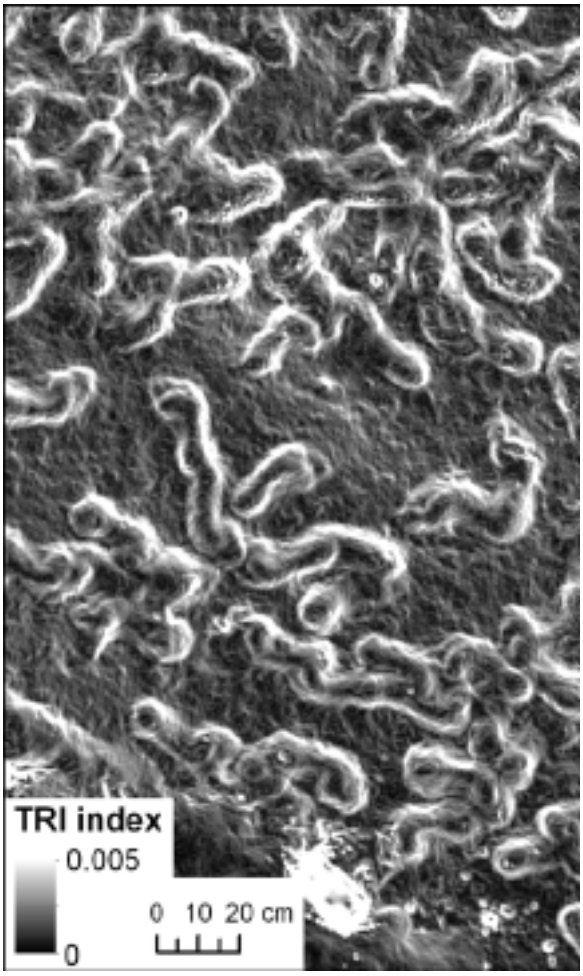


Fig. 3: Modelo de rugosidad obtenido para la Galería I del Yacimiento de Huellas.

RESULTADOS

Los MDE obtenidos recogen la variabilidad topográfica del suelo de las galerías con la suficiente resolución para realizar análisis detallados de la forma y la distribución de las huellas (Fig. 3). Para enfatizar la presencia de las huellas y favorecer su diferenciación y cartografía, también se elaboraron modelos derivados (pendientes, orientación, curvatura, sombreado, rugosidad, etc). Entre ellos, uno de los modelos donde la diferenciación de las improntas se realiza con mayor nitidez corresponde al modelo de rugosidad TRI (Fig. 3). Este modelo fue elaborado según la metodología propuesta por Riley, *et al*. (1999), donde la rugosidad es calculada mediante la diferencia de altura entre el valor de una celda y el valor medio de las ocho celdas circundantes. Este modelo destaca las irregularidades del terreno (colores blancos), respecto a las zonas más suaves (colores oscuros), permitiendo diferenciar, tanto la depresión de las huellas como su morfología interna (dedos, talones, etc), en las huellas mejor conservadas.

CONCLUSIONES

La aplicación de escáneres láser 3D permite realizar réplicas tridimensionales de los hallazgos arqueológicos con gran precisión y detalle sin necesidad de invasiones agresivas. Su aplicación en

Fig. 4: Cartografía inicial de las huellas en la Galería de las Huellas I.

el yacimiento de las Galerías de las Huellas, en combinación con métodos SIG, ha permitido obtener soportes cartográficos de gran calidad que permitirán estudiar en detalle el recorrido y las características del grupo de humanos que se adentró en el Complejo Kárstico de Ojo Guareña (Fig. 4).

Agradecimientos: Los autores agradecen a Javier Ruiz Molinero por su colaboración durante los escaneados, limpieza y registro de las nubes de puntos, a través del Programa de Jóvenes Excelentes de la Obra Social de Caja de Burgos. Igualmente, agradecen el apoyo del Servicio Territorial de Cultura de la Junta de Castilla y León y del Grupo Espeleológico Edelweiss. Asímismo, los autores quisieran agradecer a Pablo Merino Alonso, Álvaro Aparicio Blanco, Bruno Santidrián Manzanedo, y a su tutor Ignacio Renes, su colaboración en la cartografía preliminar de las improntas a través del programa educativo GAREX-TALENTIA del Colegio Maristas Liceo Castilla de Burgos.

Referencias bibliográficas

Del Olmo Zamora, P., Ramírez del Pozo, J., Aguilar Tomás, M.J., Portero García, J.M., Olive Davó, A., (1978). *Mapa Geológico de España* e. 1:50.000. Hoja 84 (19-06), Espinosa de los Monteros. Serie Magna.

Delibrias, G., Guillier, M., Labeyrie, J. (1974). Gif natural radiocarbon measurements VIII. *Radiocarbon*, 16, 15–94.

Grupo Espeleológico Edelweiss, 1986. Monografía sobre Ojo Guareña. *Kaite*, 4-5, 415 pp + Cartografía.

Ortega, A.I. (2009). Tras las Huellas de Ojo Guareña. *Pyrenaica*, 235, 364-367.

Riley, S.J., DeGloria, S.D., Elliot, S.D. (1999). A Terrain Ruggedness Index that Quantifies Topographic Heterogeneity. *Internation Journal of Science*, 5, 23–27.

INVESTIGATING A DAMAGING BURIED SINKHOLE CLUSTER IN AN URBAN AREA INTEGRATING GEOMORPHOLOGICAL SURVEYS, GEOPHYSICS AND TRENCHING

V. Rodríguez (1), D. Carbonel (1), F. Gutiérrez (1), JP. Galve (1), M. Zarroca (2), R. Linares (2), C. Roqué (3), J. Guerrero (1), J. McCalpin (4)

(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, Edificio Geológicas, C/. Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza, Spain
(2) Departamento de Geología, Universidad Autónoma de Barcelona, Barcelona, Spain
(3) Àrea de Geodinàmica Externa i Geomorfologia, Universitat de Girona, Girona, Spain
(4) Geo-Haz Consulting Inc., Colorado, USA

Abstract (Investigación de un conjunto de dolinas que afecta a un área urbana integrando estudios geomorfológicos, geofísica y trincheras): *This work analyses a damaging complex sinkhole cluster within the mantled evaporite karst of Zaragoza city, NE Spain. A detailed map of modern surface deformation indicates two active coalescing sinkholes, whereas two additional dormant sinkholes, currently beneath human structures, are revealed by old aerial photographs. ERT data and a trench excavated in the topographic margin of one of the sinkholes consistently indicate a larger subsiding area. GPR data reveal that subsidence in the central sector of one of the sinkholes is mainly accommodated by sagging. The stratigraphic and structural relationships observed in the trench may be alternatively interpreted by three collapse events, or by progressive fault displacement combined with episodic anthropogenic excavation and fill. Average subsidence rates of >6.6 mm/yr and 40 mm/yr have been calculated using different techniques. This case study illustrates the need of conducting thorough investigations in sinkhole areas during the pre-planning stage including a geomorphic approach.*

Palabras clave: *Valle del Ebro, dolina, riesgo por subsidencia, geomorfología urbana*
Key words*: Ebro Valley, sinkhole cluster, subsidence hazard, urban geomorphology*

INTRODUCTIÓN

The development of sinkholes related to subsurface dissolution of soluble rocks and subsidence of the overlying sediments constitutes a significant hazard in numerous regions worldwide (e.g. Waltham et al. 2005). Dissolution-induced subsidence may produce costly damage on human structures and catastrophic collapse sinkholes have caused human live losses in several countries like South Africa (Benzuidenhout and Enslin, 1979; De Bruyn and Bell, 2001), China (Wenhui, 1990), or Florida, USA. The city of Zaragoza and its outskirts is most probably the area in Europe where sinkhole hazard related to evaporite dissolution has the highest economic impact (Gutiérrez et al. 2008). The literature dealing with the prospection and analysis of dissolution and subsidence features in developed areas is quite extensive. However, most of the works are focused on the application of specific geotechnical and geophysical techniques (Thierry et al., 2005; Buurman and Reuther, 2006; Kim et al., 2007; Delle Rose et al., 2010; Krawczyk et al, 2012; Zisman et al. 2013), and the geomorphological perspective is frequently overlooked. Our work analyses the spatial distribution, historical evolution and activity of a complex sinkhole cluster integrating data gathered from multiple information sources and approaches (aerial photographs, historical maps, geophysics, trenching).

SETTING

The study area is located in the western sector of Zaragoza city, within the mantled evaporite karst of the Ebro River Valley, NE Spain (Fig. 1). Here, the Ebro Valley has been excavated in subhorizontally lying evaporites of the Oligo-Miocene Zaragoza Formation. This formation consists of anhydrite (CaSO4), halite (NaCl), and glauberite (Na2Ca[SO4]2) with interlayered claystones and marls. According to mining exploration boreholes

Fig. 1: Location of the study area within the Ebro Depression, NE Spain, and Zaragoza city. The map shows the surface deformation features surveyed in 2013. The distribution of the ERT section, the two useful GPR profiles and the trench is indicated.

drilled southeast of Zaragoza, the top of a 75-m-thick halite unit is situated 15-40 m below the floor of the Ebro Valley. Glauberite units as much as 30 m thick occur within a sequence that extends from 15 m below to 240 m above the valley bottom.
The subsidence area analyzed in this work is located on the southern valley margin, associated with some remnants of the T3 terrace dissected by infilled valleys (Galve et al., 2009; Gutiérrez et al., 2009). It consists of a sinkhole cluster developed in two valleys and the divide between them.

METHODOLOGY

The sinkhole area has been investigated integrating surface and subsurface data gathered from different sources and applying various intrusive and non-intrusive techniques (Fig.1). Information on subsidence surface features and the topographic evolution of the area have been obtained from the analysis of several documents and datasets, including: (1) Detailed topographic maps of the municipality from 1960 and 1971-1974; (2) Old aerial photographs taken in 1945, 1956 and 1986, used for geomorphological interpretations with a stereoscope; (3) Orthoimages from multiple dates spanning from 1998 to 2011, illustrating the transformation of the area from rural into urban. Additionally, in February 2013 we produced a 1:500 scale map depicting surface subsidence features (i.e. scarps, fissures, sags; Fig. 1).

A geophysical investigation was carried out in two different campaigns. In April 2011, eight Ground Penetrating Radar (GPR) profiles with a total length of 818 m were acquired using 180 MHz shielded antennas, as well as a 64 m long Electrical Resistivity Tomography (ERT) line using a Dipole-Dipole configuration array. In March 2013, seven additional GPR profiles with a total length of 874 m were recorded.

Also in April 2011, after the first geophysical campaign, a 14 m long and 3.5 m deep trench was excavated with a backhoe in the Vistabella Park, on the NW sector of the subsidence area. Material datable by the radiocarbon method was collected in the excavated deposits.

INTERPRETATION AND CONCLUSIONS

The comprehensive interpretation of the data indicates that:
(1) The geomorphological interpretation of old aerial photographs, especially those taken in 1956, reveal a NE-SW trending alignment of three closely-spaced sinkholes and an additional subsidence depression to the east, probably formed between 1946 and 1956 (Fig. 2). The northern and intermediate sinkholes of the alignment roughly coincide with the area currently affected by observable surface deformation, covering around 10,200 m^2 as defined by the detailed map produced in the field in February 2013 (Fig. 1). On the contrary, the eastern and southern sinkholes, buried beneath a soccer pitch and a street, respectively, seem to be dormant structures that have not produced any surface deformation up to now.
(2) The ERT section acquired in the Vistabella Park clearly images the graben structure mapped on the western margin of the northern sinkhole. Similar features attributable to collapse faults, including a buried graben, have been inferred within a 20 m long zone situated beyond the marginal graben (Fig. 3A). In the case of the GPR data, their quality was adversely affected by the highly conductive ground related to thick anthropogenic deposits and gardened areas. Nonetheless, two profiles acquired along recently asphalted surfaces image the northern buried sinkhole as obvious synforms (Fig.3B), revealing that subsidence in the central sector of the northern sinkhole is mainly accommodated by passive bending.

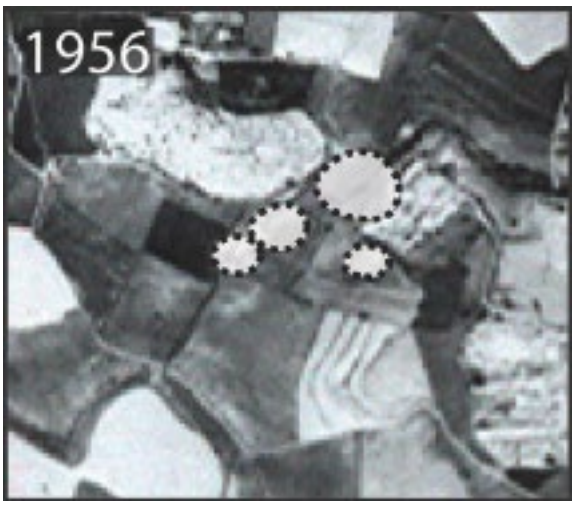


Fig. 2: 1956 aerial photograph of the sinkhole area. The polygons with a dashed outline indicate the approximate location of the depressions interpreted under the stereoscope.

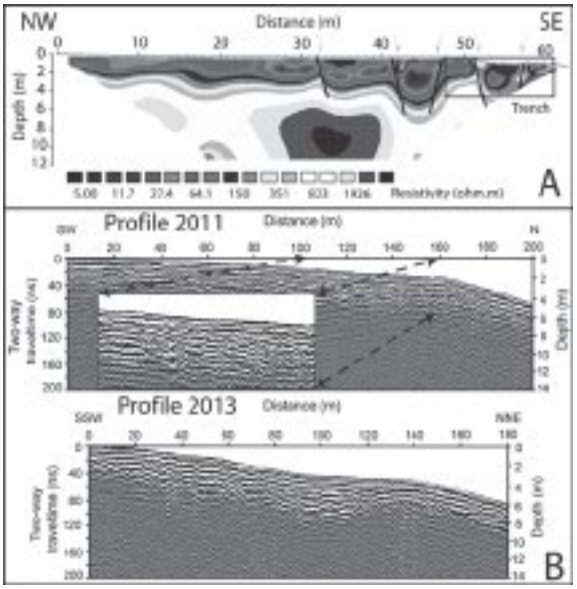


Fig. 3: A: ERT section acquired with a dipole-dipole configuration. B: GPR profiles showing synforms (double arrow) corresponding to the buried northern sinkhole.

(3) The trench, excavated on the W margin of the northern sinkhole, exposed a graben structure bounded by active faults with conspicuous scarps, and a nested buried graben (Fig. 4). The collapse faults affect terrace deposits, valley fill sediments younger than 290 yr BP and modern man-made deposits.

The structural and stratigraphic relationships, including faults truncated by anthropogenic excavation surfaces and deposits, may be explained by (1) three collapse events with vertical displacements of around 0.6 m occurred after 290 yr BP, or (2) progressive displacement on faults, that eventually cease their activity as deformation is transferred to other structures, combined with episodic accumulation of man-made deposits. This is our preferred alternative, since examination and photographic documentation of the graben over the years reveal that the fault scarps have increased their size in a progressive, rather than stepwise fashion.

(4) The structural relationships and the redrodeformation analysis indicate that there should be other synthetic normal faults to the west of the trench, as support the ERT data (Figs. 1 and 3A). Available data indicates a subsidence rate of 40 mm/yr, expected to be higher in the central sector of the sinkhole, where ground deformation is accommodated by a larger number of structures than those exposed in the trench, as reveal the GPR profiles.

(5) Geomorphic mapping using old aerial photographs may be essential for the investigation of concealed sinkholes in urban areas, allowing: (1) Understanding of the geomorphic context, which may have been obliterated by human-induced topographic alterations; (2) Recognizing dormant buried sinkholes with no surface expression, but that may reactivate in the near future; (3) Bracketing the age of some sinkholes and inferring their spatial-temporal evolution; (4) The geomorphic model constitutes the basis for properly designing the site investigation and interpreting the data (e.g. layout of geophysical profiles and trenches, distribution of boreholes).

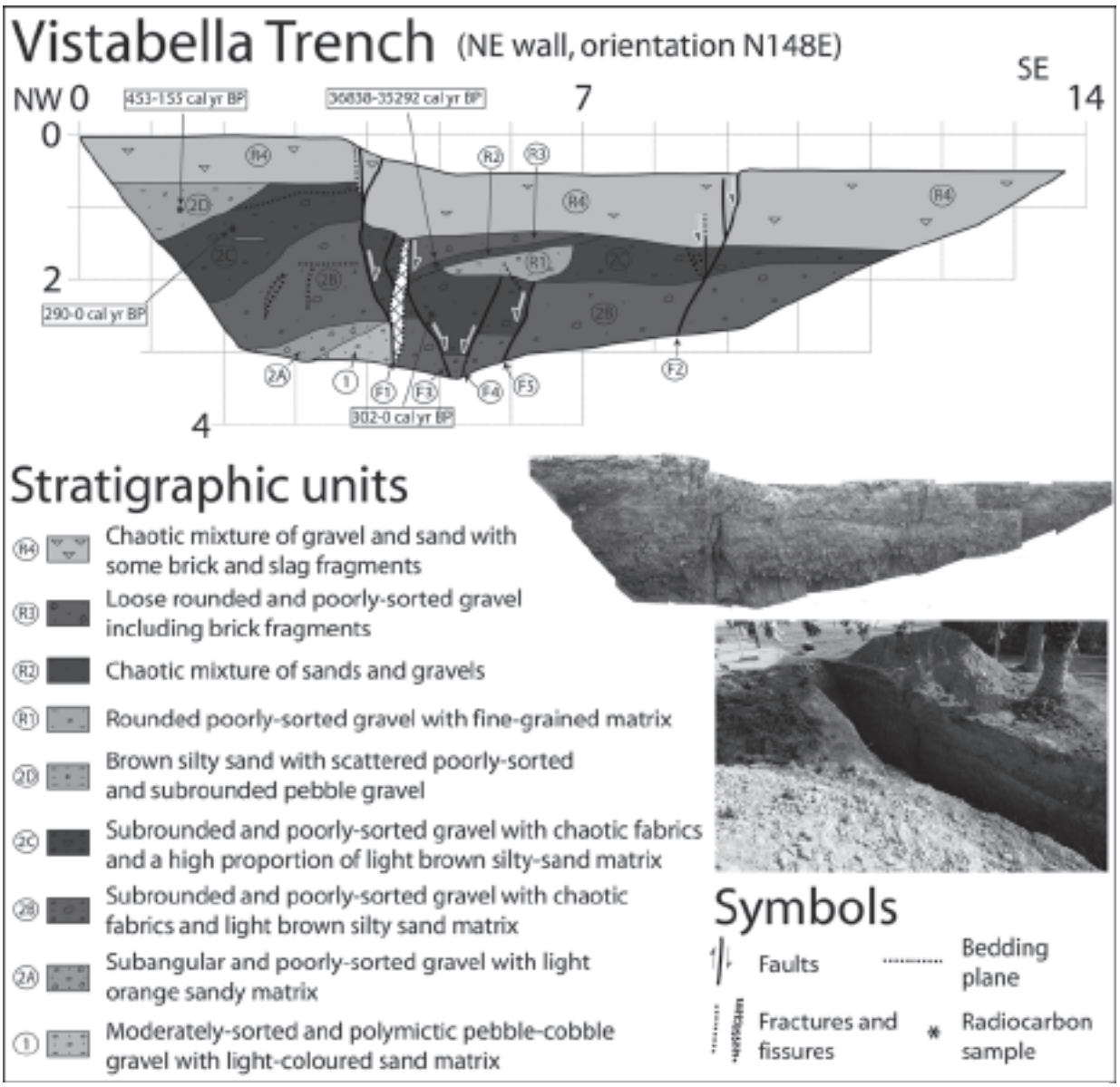


Fig. 4: Log and photomosaic of backhoe trench dug across the graben depression in Vistabella Park and image of the trenching site showing the scarp associated with the master fault.

This case study clearly illustrates the need of conducting thorough investigations in sinkhole areas during the pre-planning stage, incorporating a geomorphological perspective. Accurate mapping of sinkholes and concealed subsidence structures is essential for the application of a preventive mitigation strategy by avoiding construction on unstable areas.

References

Bezuidenhout, C.A. & Enslin, J.F. (1970). Surface subsidence and sinkholes in the dolomitic areas of the Far West Rand, Transvaal, Republic of South Africa. In: Land Subsidence. *International Association of Hydrological Sciences*, Publ. nº 89, 482-495.

Buurman, N. & Reuther, C.-D. (2006). Profiling of sinkholes in the metropolitan region of Hamburg and Lüneburg with ground penetrating radar (GPR). *Geophysical Research,* Abstract 8, 01878.

De Bruyn, I.A. & Bell, F.G. (2001). The occurrence of sinkholes and subsidence depressions in the Far West Rand and Gauteg Province, South Africa, and their engineering implications. *Environmental and Engineering Geoscience*, 7, 281-295.

Delle Rose, M. & Leucci, G. (2010). Towards an integrated approach for characterization of sinkhole hazards in urban environments: the unstable coastal site of Casalabate, Lecce, Italy. *Journal of Geophysics and Engineering,* 7, 143–154.

Galve, J., Gutiérrez, F., Lucha, P., Bonachea, J., Remondo, J., Cendrero, A., Gutiérrez, M., Gimeno, M., Pardo, G. & Sánchez, J. (2009). Sinkholes in the salt-bearing evaporite karst of the Ebro River valley upstream of Zaragoza city (NE Spain). Geomorphological mapping and analysis as a basis for risk management. *Geomorphology,* 108, 145–158.

Gutiérrez, F., Calaforra, J.M., Cardona, F., Ortí, F., Durán, J.J. & Garay, P. (2008). Geological and environmental implications of evaporite karst in Spain. *Environmental Geology,* 53, 951-965.

Gutiérrez, F., Galve, J.P., Lucha, P., Bonachea, J., Jordá, L. & Jordá, R. (2009). Investigation of a large collapse sinkhole affecting a multi-storey building by means of geophysics and the trenching technique (Zaragoza city, NE Spain). *Environmental Geology,* 58, 1107–1122.

Kim, J.H., Yi., M.J., Hwang, S.H., Song, Y., Cho, SJ. & Synn, J.H. (2007). Integrated geophysical surveys for the safety evaluation of a ground subsidence zone in a small city. *Journal of Geophysics and Engineering*, 4, 332–347.

Krawczyk, C.H., Polom, U., Trabs, S. & Dahm, T., (2012). Sinkholes in the city of Hamburg—New urban shear-wave reflection seismic system

enables high-resolution imaging of subrosion structures. *Journal of Applied Geophysics,* 78, 133–143.

Thierry, P., Debeglia, N. & Bitri, A. (2005). Geophysical and geological characterization of karst hazards in urban environments: application to Orléans (France): *Bulletin Engineering Geology and the Environment*, 64, 139–150.

Wenhui, S. (1990). Geological calamities research in chinese railways. In: *Proceedings of the Sixth International Congress of the International Association of Engineering Geology (*Price, D.G. ed.). A.A. Balkema, Rotterdam (The Netherlands), 2401-2407.

Zisman, E.D., Wightman, M. & Kestner, J. (2013). Sinkhole investigation methods: the next step after special publication n.57. *Carbonates and Evaporites*, doi 10.1007/s13146-013-0

MULTI-PROXY STUDIES FROM ENDORHEIC BASINS IN THE ANTEQUERA REGION (ANDALUSIA) FOR PALAEOENVIRONMENTAL RECONSTRUCTION

T. Schröder (1), N. Höbig (1), K. Reicherter (1) and members of the CRC 806 (2)

(1) Institute of Neotectonics and Natural Hazards, RWTH Aachen University, Germany. tabea.schroeder@rwth-aachen.de
(2) Collaborative Research Centre 806 "Our Way to Europe", University of Cologne, Bonn and Aachen, Germany.

Abstract: As part of the Collaborative Research Centre 806, which aims at investigation of human dispersal from Africa to Europe and human-environment interaction, a field campaign has taken place in March 2012 in the Antequera region, Southern Spain. More than 100 m shallow sediment cores have been drilled by using different drilling techniques (Russian drilling device and vibracorer) on- and off-shore. The study sites include the *Laguna de Fuente de Piedra*, *Laguna Dulce* and *Laguna Salada*, located close to archaeological sites. These endorheic basins contain lacustrine sediments and therefore build up excellent archives for palaeoenvironmental reconstruction. Such salt lakes are highly sensitive to climate changes and show clear response to expansion and retraction of the water level due to climate variability. Multi-proxy studies in terms of geochemical, geophysical, sedimentological and biological parameters were used to reconstruct the environment of the Late Holocene. Preliminary results show valuable proxies and highlight possible correlation between the different archives for palaeoenvironmental studies.

Key words*: Holocene climate variabilities; endorheic basins; lacustrine sediments; high resolution multi-proxy study*

INTRODUCTION

This study is a contribution to the Collaborative Research Centre 806 (CRC 806 "Our Way to Europe"). The new project C3 aims at filling the regional gap in palaeoclimate records on the western Iberian Peninsula. Existing studies like the marine record from the Atlantic off Portugal (ODP Leg 149; plus e.g., IMAGES core MD95-2042) and from the Sea of Alborán (Leg 161; plus e.g., IMAGES core MD95-2043) and terrestrial records like the Padul peat bog near Granada are some 600 km far-off. This large distance comes along with crossing two climatic zones. On one hand the humid Atlantic Iberia (Portugal and Galicia) and on the other hand the dry Mediterranean Iberia (Extremadura and Andalusia). Both regions were inhabited by Neanderthals and *Homo sapiens* and affected directly by climatic variabilities e.g., caused by changes in the Northern Atlantic Oscillation (NAO; Cullen et al., 2011). Such short-term climate fluctuations have been recognised during the last glacial (e.g., Heinrich Events (HE)). According to this our work focuses geographically on sediment records in western Iberia which are closely related to archaeological sites. Temporally we aim at changes during the Upper Pleistocene to Middle Holocene (Marine Isotope Stages; MIS 3 to MIS 2) or on the four main techno complexes Late Middle Palaeolithic to Early Upper Palaeolithic, Gravettian and Solutrean and at the transition to MIS 1 the Magdalenian.

Here, we present our first work on endorheic basins in the Antequera region in order to find valuable palaeoenvironemtal archives for our scope (fig. 1A).

SITUATION

Iberia does not include typical lake countries, but several endorheic basins originating from all-round karst processes in Spain (e.g., Gutiérrez et al., 2002) may provide useful climatic archives. Especially the Triassic gypsum karst (Keuper facies) contains ephemeral saline and freshwater lakes (Linares et al., 1999), often confusingly called "lagunas" in Spanish. Three of these lakes in Andalusia (Laguna de Fuente de Piedra see fig. 1B; Laguna Dulce see fig. 1C; Laguna Salada see fig. 1D) are under investigation by our working group. *Laguna de Fuente de Piedra* is the largest site, with an extension of 6.5 x 2.5 km, of these endorheic basins. *Laguna Dulce* is 0.8 km wide and 0.7 km long and the smallest site is *Laguna Salada* which has a mean extension of 0.5 x 0.6 km. These basins are mainly fed by precipitation and build up an excellent environment for preservation of sedimentary sequences for palaeoenvironmental studies.

METHODOLOGY & DATA

During a field campaign in March 2012 more than 100 m shallow sediment cores were drilled by using three different techniques (see fig. 1B-D). Short cores have been taken with a Russian drilling device from a floating platform, and on-shore a vibracorer (fig. 2A) with sampling tubes (fig. 2B) or PVC-liner extraction were used at the salt lakes in Southern Spain. In order to obtain a multi-proxy palaeoclimate record (e.g., geochemical, geophysical, mineralogical and biological) several methods were applied on the sediment cores. Non-destructive x-ray fluorescence analysis (XRF) has been performed by using an ITRAX core scanner (Cox Analytical, Sweden). Our cores have been scanned in a resolution of 0,5 cm with a Cr x-ray tube, set to a tube voltage of 30 kV, a current of 30 mA and a scanning time of 10 seconds. Magnetic susceptibility data has been generated with a Bartington MS2K measurement device in 2 cm intervals. Further work on sedimentology to determine mineralogy (e.g., thin sections; see fig. 2C) is approaching completion as well as investigations of biological proxies (e.g., pollen, ostracods). Pollen

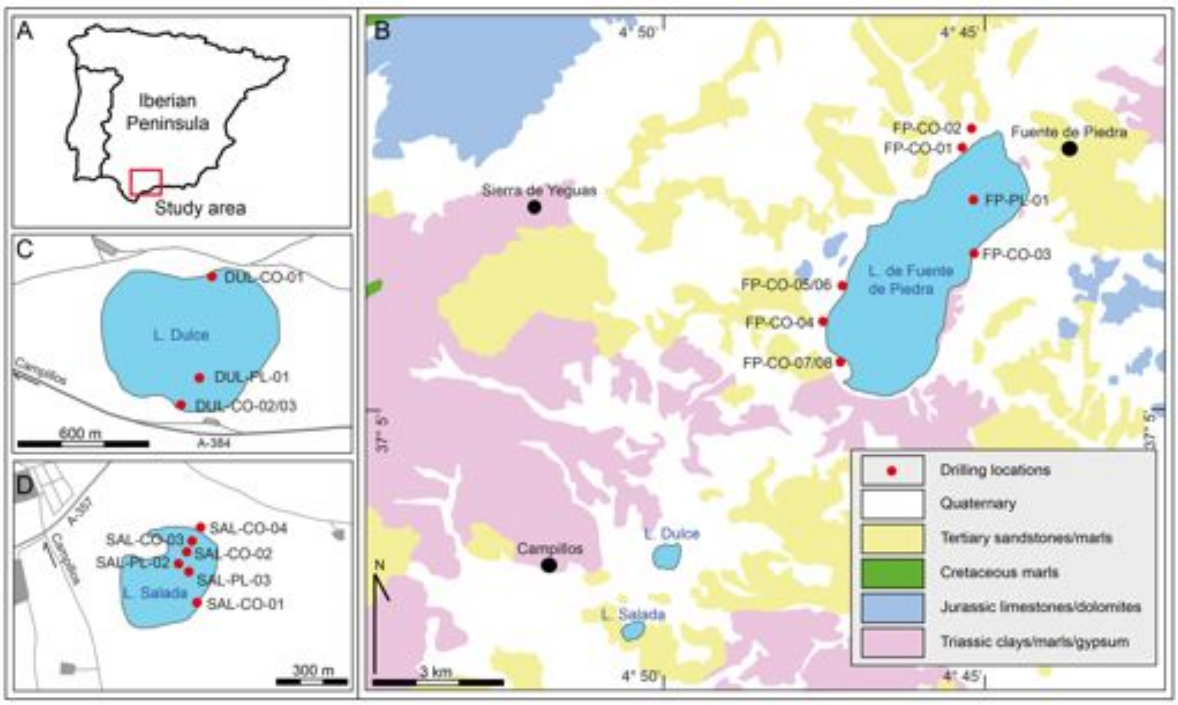


Fig. 1: (A) Location of the study area in southern Spain. (B) Simplified geological map of the working area (based on the geological map, 1:50,000, IGME, 1986-1987) and the three investigated basins with drilling locations of the field campaign in 2012 at the Fuente de Piedra salt basin (red dots; 8 on-shore; 1 off-shore). (C) Coring sites at Laguna Dulce (red dots; 3 on-shore; 1 off-shore). (D) Coring sites at Laguna Salada (red dots; 4 on-shore; 2 off-shore).

analysis is done by following standard procedures with Lycopodium spores and the treatment with HCL, KOH, HF and acetolysis. A robust age model will be established by radiocarbon datings. The organic carbon content (TOC) has already been measured for several samples in order to get the most valuable sediments for age control. About six samples from FP-CO-08 have been dated by AMS-^{14}C.

INTERPRETATION

From the geochemical data of the drill cores several elements and element ratios as well as the magnetic susceptibility indicating lake level fluctuations and climate variability have been identified (fig. 3). The geochemical data of the drill core DUL-CO-03 (location see fig. 1C) shows a highly fluctuating Zr/Al ratio, reaching its highest value between 0.9 and 1 m depth. This could indicate activity of Saharan winds deflating dust from the desert into the basins, which is stronger during arid periods in the Western Mediterranean (Weldeab et al., 2003; Moreno et al., 2005). This trend does not correlate with the Sr/Al and Mg/Al ratio; Strontium is enriched in sediments during phases of extremely higher evaporation and highly saline conditions within the lake water (Martín-Puertas et al. 2010). The Mg/Al ratio is increased in phases of detrital input (Jiménez-Espejo et al. 2008). On the contrary, the Zr/Al ratio indicating Saharan dust and erosion in the catchment area seems to correlate with the magnetic susceptibility, which is linked to landscape erosion as well (Dreßler et al. 2010). Possible indicators for pedogenesis like Iron (Fe) or changes in lake water salinity and redox conditions like Sulfur (S) do not resemble each other.

A comparison of the data from DUL-CO-03 with the other sediment records, generated by our working group for the study area, leads to the preliminary result, that some variabilities are significant for the region. A correlation between the sediment cores look prosperous relating to palaeoenvironmental reconstruction.

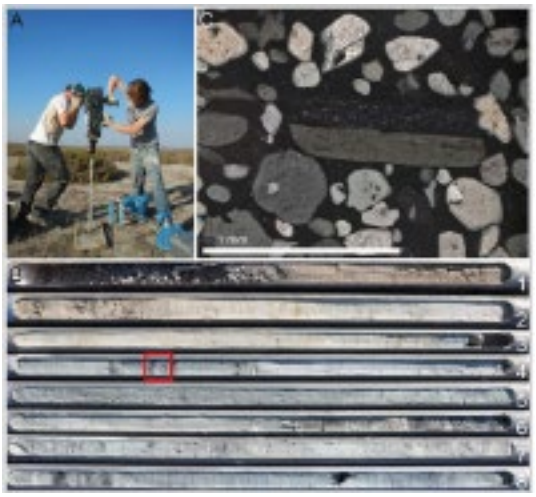


Fig. 2: (A) Drilling of the sediment core (FP-CO-07) with a vibracorer at Laguna de Fuente de Piedra during the field campaign in March 2012. (B) The 8 m-long sediment core FP-CO-07 drilled in 1 m-long sampling tubes and the sampled part for thin section preparation (red box). (C) Thin section from around 3.3 m depth of the FP-CO-07 in polarised light with a 1 mm large gypsum twin in the centre of the image.

CONCLUSIONS

The drill cores, taken during field work in 2012, have revealed that the endorheic basins in the Antequera region contain several meter (>8 m) lacustrine sediment deposits. This sedimentary

records seem to be valuable for palaeoenvirnmental studies and more lacustrine material is expected below. From geochemical data, especially element ratios (e.g., Sr/Al, S, Al, K, Ti, Fe) several lake level fluctuations have been identified. Proxies like Sr/Al ratio and S determine changes in evaporite precipitation due to salinity variability (e.g., brackish or saline conditions). Other chemical elements (e.g., Al, Ti, K, Fe) which are associated to alumino-silicates indicate lake level rises due to higher fresh water input, which might be related to changes in precipitation. Preliminary results show the high sensitivity of these endorheic basins to changes in the environment.

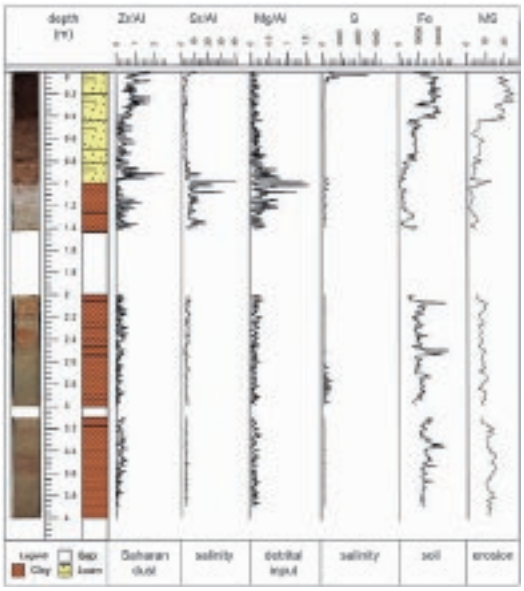


Fig. 3: Geochemical data (elemental composition and ratios) from XRF core scanning of a 4-m long sediment core from Laguna Dulce (DUL-CO-03) and magnetic susceptibility measurements. Below the data possible interpretation of the proxies are labelled.

OUTLOOK

The age control is in progress and will be achieved by AMS-^{14}C datings. Based on that a model for sedimentation rates will be developed and biological proxies like pollen will deliver information concerning vegetational changes for the study area. Furthermore, the interdisciplinary approach of the CRC 806 will highlight correlations of climate variability and their effect on human population.

REFERENCES

Cullen, H.M., D'Arrigo, R.D., Cook, E.R., (2001). Multiproxy reconstructions of the North Atlantic Oscillation. Paleoceanography, 16 (1), 27-39.

Dreßler, M. et al., 2010. Use of sedimentary diatoms from multiple lakes to distinguish between past changes in trophic state and climate: evidence for climate change in northern Germany during the past 5,000 years. Journal of Paleolimnology, 45(2), pp.223–241. Available at: http://www.springerlink.com/index/10.1007/s10933-010-9494-5 [Accessed March 14, 2013].

Guieu, C. and Thomas, A.: Saharan aerosol: from the soil to the Ocean, in: The impact of desert dust across the Mediterranean, edited by: Guerzoni, S. and Chester, R., Kluwer Academy Publishers, 207–216, 1996.

Gutiérrez, F., Ortí, F., Gutiérrez, M., Pérez-González, A., Benito, G., Gracia, F.J., Durán, J.J., (2002). Paleosusidence and active subsidence due to evaporate dissolution in Spain. Carbonates and Evaporites, 17 (2), 121-133.

Jiménez-Espejo, F. J., Martínez-Ruiz, F., Rogerson, M., González- Donoso, J. M., Romero, O., Linares, D., Sakamoto, T., Gallego- Torres, D., Rueda Ruiz, J. L., Ortega-Huertas, M., and Perez Claros, J. A.: Detrital input, productivity fluctuations, and water mass circulation in the westernmost Mediterranean Sea since the Last Glacial Maximum, Geochem. Geophy. Geosy., 9, Q11U02, doi:10.1029/2008GC002096, 2008.

Linares,L.,Rendón,M.,1999. La laguna de Fuente de Piedra (Málaga), un área endorreica de interés ecológico ligada al karst yesífero-salino. In: Durán, J.J., López, J. (Eds.), Karst en Andalucía. ITGE, Madrid, pp. 165–172.

Martín-Puertas, C. et al., 2010. Late Holocene climate variability in the southwestern Mediterranean region: an integrated marine and terrestrial geochemical approach. Climate of the Past, 6(6), pp.807–816. Available at: http://www.clim-past.net/6/807/2010/ [Accessed March 11, 2013].

Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J. O., Sánchez-Goni, M. F., Shackleton, N., and Sierro, F. J.: Links between marine and atmospheric processes oscillating on a millennial timescale. A multi-proxy study of the last 50 000 yr from the Alboran Sea (Western Mediterranean Sea), Quaternary land-ocean correlation, Quaternary. Sci. Rev., 24, 1623–1636, 2005.

Weldeab, S., Siebel,W.,Wehausen, R., Emeis, K.-C., Schmiedl, G., and Hemleben, C.: Late Pleistocene sedimentation in the Western Mediterranean Sea: implications for productivity changes and climatic conditions in the catchment areas, Palaeogeogr. Palaeocl., 190, 121–137, 2003.

RECURSOS TRÓFICOS Y POBLAMIENTO HUMANO EN EL PLEISTOCENO MEDIO. UN ESTUDIO PRELIMINAR EN EL NIVEL TD8 DE LA SIERRA DE ATAPUERCA, BURGOS

G. Rodríguez-Gómez (1), J. Rodríguez (2), J.A. Martín González (3), R. Blasco (4), J. Rosell (5), I. Goikoetxea (6), A. Mateos (7)

(1). Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), Paseo Sierra de Atapuerca s/n, 09002, Burgos. guillermo.rodriguez@cenieh.es
(2). Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), Paseo Sierra de Atapuerca s/n, 09002, Burgos. jesus.rodriguez@cenieh.es
(3). Departamento de Matemáticas y Computación, Universidad de Burgos, Burgos. Temporalmente asignado al Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH). jesusangel.martin@ubu.cenieh.es
(4). The Gibraltar Museum, 18-20 Bomb House Lane, Gibraltar. rblascolopez@gmail.com
(5). Àrea de Prehistòria, Universitat Rovira i Virgili (URV), Avinguda de Catalunya 35, 43002 Tarragona. IPHES, Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social, C/ Marcel·lí Domingo s/n (Edifici W3), Campus Sescelades, 43007 Tarragona. jordi.rosell@urv.cat
(6). Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), Paseo Sierra de Atapuerca s/n, 09002, Burgos. idoia.goikoetxea@cenieh.es
(7). Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH), Paseo Sierra de Atapuerca s/n, 09002, Burgos. ana.mateos@cenieh.es

Abstract (Middle Pleistocene Trophic Resourcse and Human Settlement. A Preliminary Study of Atapuerca-TD8 Level, Sierra de Atapuerca, Burgos): *Mathematical modelling of palaeocommunity trophic dynamics is a useful tool for investigating food resource availability and intraguild competition. We use a mathematical model based on Leslie Matrices to obtain estimations of the available resources for secondary consumers. Although humans inhabited the Sierra de Atapuerca since more than one million years ago to the Neolithic, the evidence of human presence is not continuous over time. TD8 level of Gran Dolina site, about 600,000 years old, lacks any evidence of human presence. We analyze trophic resource availability for secondary consumers at TD8 to test the hypothesis that human absence coincides with low resource availability. Our results suggest an environment rich in trophic resources, able to sustain a rich guild of secondary consumers.*

Palabras clave: Poblaciones humanas, recursos tróficos, modelos matemáticos, interacción predador-presa
Key words*: Human population, trophic resource, mathematical models, predator-prey relationship*

INTRODUCCIÓN

El estudio de redes tróficas busca cuantificar y analizar las interacciones que se producen entre las especies de un ecosistema. La aplicación de este tipo de estudio a datos paleontológicos puede aportar información muy relevante como la disponibilidad de recursos para los consumidores secundarios o la intensidad de la competencia entre los carnívoros. La disponibilidad de recursos tróficos es uno de los principales limitantes para la supervivencia y dispersión de cualquier especie. En el caso de los homininos del Pleistoceno de Europa, los recursos tróficos esenciales los constituían los ungulados (Roebroeks, 2001; Hublin y Richards, 2009).

Las habilidades de los homininos para obtener recursos animales del medio estaban condicionadas por la abundancia de presas, sus características ecológicas y la intensidad de la competencia entre los carnívoros por estos recursos. Con respecto a esto último, varios autores han vinculado las oportunidades de supervivencia de los primeros homininos europeos a sus habilidades para competir con los carnívoros (Turner, 1992; Martínez-Navarro y Palmqvist, 1996; Arribas y Palmqvist, 1999; Palombo, 2010).

Los dos factores principales que deberían ser tenidos en cuenta para evaluar la disponibilidad de recursos para los cazadores recolectores del Paleolítico inferior son: 1) la cantidad de biomasa que se puede extraer de las poblaciones de grandes herbívoros y 2) la intensidad de la competencia entre los carnívoros por esos recursos.

Los estudios cuantitativos de las dinámicas tróficas de las paleocomunidades se han empleado anteriormente para entender las relaciones tróficas en paleocomunidades del Mioceno (Vizcaíno, Bargo et al., 2010) y el Pleistoceno (Bermúdez de Castro, Díez Fernández-Lomana et al., 1995; Fariña, 1996; Palmqvist, Gröcke et al., 2003) y para evaluar los efectos de extinciones y de recambio de fauna sobre el funcionamiento del ecosistema durante el Plioceno medio (Vizcaíno, Fariña et al., 2004). Recientemente, Rodríguez-Gómez et al. (2013) han mostrado cómo se puede usar esta aproximación para evaluar la disponibilidad de recursos tróficos para una población de cazadores recolectores paleolíticos.

En la Sierra de Atapuerca se registran indicios de ocupación humana desde hace más de un millón de años hasta el Neolítico. Aunque, en ocasiones, se ha propuesto que esta ocupación fue continuada, el nivel TD8 de la Gran Dolina de la Sierra de Atapuerca, datado en unos 600.000 años, no muestra ninguna evidencia de presencia humana. Teniendo evidencias de ocupación humana en cronologías anteriores y posteriores, es interesante saber cuál podría ser la razón por la que no se

registra presencia en esta época. En este trabajo se evalúa la hipótesis de que la ausencia se deba a la escasez de recursos tróficos para sostener una población humana. Para ello aplicamos un modelo matemático desarrollado a partir de la Matriz de Leslie para cuantificar los recursos tróficos del paleoecosistema.

MATERIALES Y METODOLOGÍA

FAUNA DE TD8

Se ha obtenido un listado de las especies de grandes mamíferos identificadas en TD8 de Rodríguez et al. (2011), Blasco et al. (2011) y van der Made (2012). Nuestro análisis se restringe a mamíferos de más de 10 kg porque estos eran la principal fuente de carne, competidores y potenciales depredadores de la población de cazadores-recolectores (Roebroeks, 2001; Owen-Smith y Mills, 2008). Las estimaciones de peso fueron obtenidas de Rodríguez (1997).

Hay 11 consumidores primarios en TD8 con un peso por encima de 10 kg: *Bison voigtstedtensis, Cervus elaphus*, *Dama vallonetensis, Equus altidens, Eucladoceros giulii, Hippopotamus sp., Macaca sp., Megaloceros solilhacus, Stephanorhinus etruscus, Sus scrofa y Ursus sp*. El oso (*Ursus sp.*) es considerado omnívoro y en este estudio se le trata tanto como consumidor primario como secundario. En TD8 hay 5 consumidores secundarios: *Canis mosbachensis, Crocuta crocuta*, *Hyaena sp.* (considerada análoga de la hiena rayada), *Lynx sp. y Ursus sp*. El pequeño cánido *Vulpes sp.* no ha sido incluido, ya que su dieta probablemente estaba compuesta básicamente por pequeños mamíferos, invertebrados, carroña y fruta, como el actual zorro rojo (Seebeck, 1978).

En nuestras simulaciones hemos incluido también en la comunidad de TD8 una población humana (*Homo sp.*) para evaluar si su presencia era sostenible en este ecosistema. Los requerimientos de *Homo sp.* fueron estimados en unas 3.000 kcal por individuo de promedio a partir de los datos de Eaton (1997), para poblaciones de cazadores-recolectores actuales. Otros estudios de poblaciones actuales de cazadores-recolectores muestran que el consumo de recursos animales representa del 30 al 60% de sus ingesta nutricional (Jenike, 2001; Leonard, Robertson et al., 2007).

EL MODELO

El modelo matemático utilizado ha sido explicado en detalle en otros trabajos (Rodríguez-Gómez, Martín-González et al., 2013; Rodríguez-Gómez, Martín-González et al., En prensa). Su objetivo es cuantificar los recursos tróficos del Pleistoceno y estudiar cómo se distribuyen entre los consumidores secundarios. El modelo presenta dos bloques principales: la estimación de los recursos disponibles para los consumidores secundarios, es decir, la biomasa de consumidores primarios o la Biomasa de Salida Total (TBO) (Total Biomass Output); y por otra parte, los requerimientos de los consumidores secundarios o Biomasa Demandada Total (TDB) (Total Demanded Biomass).

En la Figura 1 se puede ver un diagrama de flujos del modelo matemático empleado en el estudio. En la parte superior se muestran las diferentes entradas de datos del modelo y en la inferior la salida, que son las densidades de los consumidores secundarios que se estiman al realizar el reparto de los recursos disponibles para este grupo. Existen dos procesos, representados con triángulos, que representan lo verdaderamente novedoso del modelo. Por una parte, la aplicación de la Matriz de Leslie (Leslie, 1945; Leslie, 1948) para obtener los perfiles de mortalidad para cada especie de consumidores primarios y cuantificar la biomasa que puede ser extraída de cada población manteniéndola estable. Por otra parte, la distribución de recursos entre los consumidores secundarios, generando un reparto que considera la capacidad predatoria de estas especies, sus preferencias de presas y sus requerimientos o presiones de predación (Rodríguez-Gómez, Rodríguez et al., 2013).

Nuestro modelo no es dinámico, ya que pretende ser una aproximación a las condiciones medias del sistema en el tiempo. Asumimos que la estructura y la composición de las poblaciones oscilan alrededor de un valor medio, que se mantiene constante a lo largo del tiempo, asunción ampliamente aceptada en estudios de dinámica de poblaciones (Owen-Smith, 2010).

RESULTADOS

Los resultados muestran que se alcanza una TBO capaz de sostener densidades viables para todas las especies de consumidores secundarios del nivel TD8 de la Sierra de Atapuerca, en comparación con la Mínima Densidad de Población Viable (Minimun Viable Population Density) (MVPD) de Silva y Downing (1994). Las especies alcanzan densidades superiores a la MVPD, aunque no llegan a alcanzar la densidad esperada en función de su tamaño, estimada a partir de ecuaciones alométricas (Damuth, 1981; Damuth, 1993). No obstante, Blackburn y Gaston (1997) y White et al. (2007) defienden que los valores que generan las ecuaciones alométricas más que medias de densidad poblacional proporcionan una estimación de la máxima densidad posible para un mamífero de un peso dado. Sería necesario evaluar si la competencia entre los consumidores secundarios era lo suficientemente baja como para posibilitar que todos pudiesen convivir en la misma comunidad junto con una población humana ya que los valores de densidad obtenidos no nos pueden resolver esta cuestión.

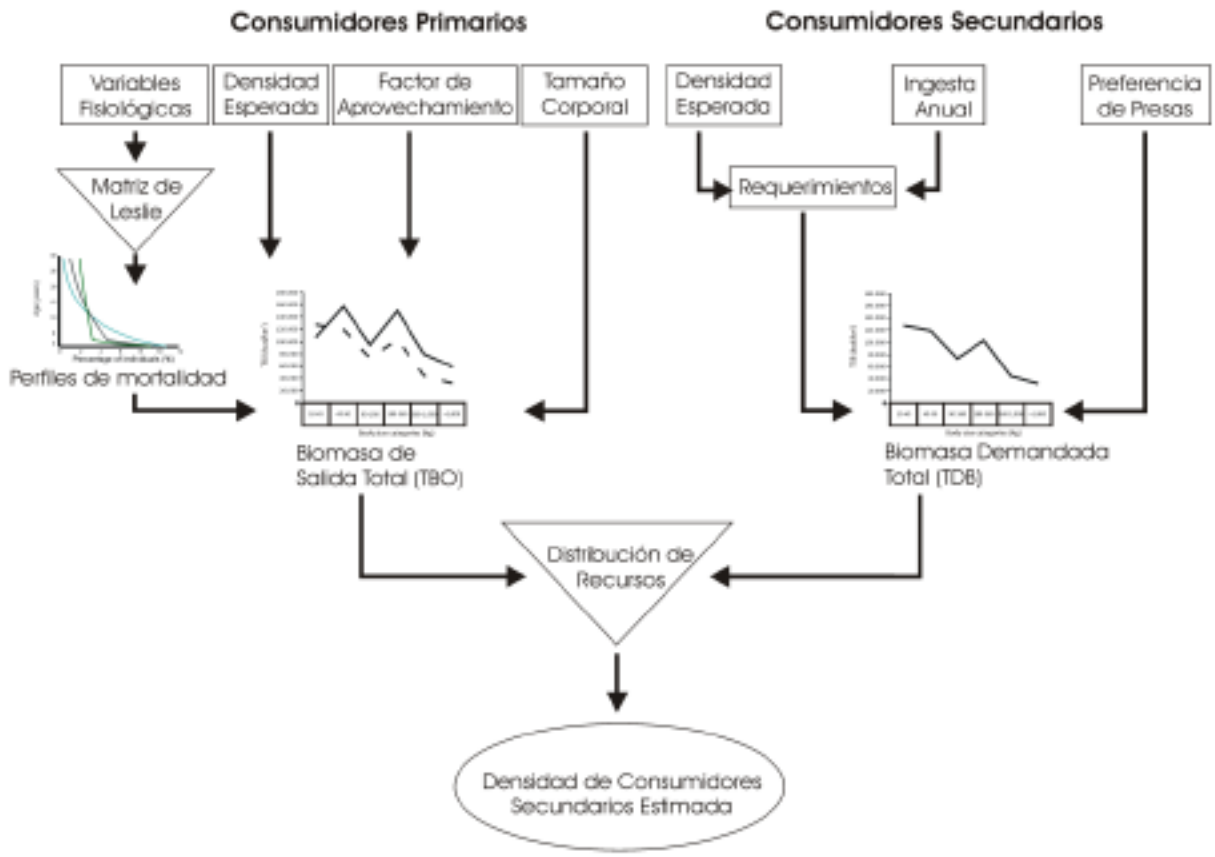


Figura 1. Diagrama de Flujo que muestra los componentes del modelo empleado para evaluar la disponibilidad de recursos tróficos y competencia entre consumidores secundarios.

CONCLUSIONES

La utilización de modelos matemáticos para simular dinámicas tróficas en paleocomunidades es una herramienta útil para investigar la disponibilidad de recursos tróficos para poblaciones paleolíticas. Nuestro modelo determina la biomasa que puede ser extraída de los consumidores primarios por parte de los consumidores secundarios y distribuye esa biomasa en relación a las capacidades y requerimientos de cada especie de consumidor secundario. Los resultados que obtenemos muestran que todos los consumidores secundarios alcanzan densidades por encima de la MVPD pero no alcanzan las densidades esperadas. *Homo sp.* muestra densidades viables para este paleoecosistema. En principio, se podría decir que bajo estas condiciones sería posible su existencia descartando que su falta de presencia se deba a escasez de recursos. No obstante, sería necesario profundizar en el grado de competencia entre consumidores secundarios para poder confirmar que los recursos del medio eran suficientes para que todos los consumidores secundarios pudiesen convivir incluyendo una población humana.

Agradecimientos: Esta investigación ha sido financiada por el proyecto del MINECO, CGL2012-38434-C03-02. G. Rodríguez-Gómez es beneficiario de una beca pre-doctoral FPI del MICINN. R. Blasco es beneficiaria de una beca post-doctoral Beatriu de Pinós-A procedente de la Generalitat de Catalunya y cofinanciada por la Unión Europea mediante las Acciones Marie Curie, FP7. Las campañas de excavación en los yacimientos de la Sierra de Atapuerca han sido financiadas por la Junta de Castilla y León.

Referencias bibliográficas

Arribas, A., y Palmqvist, P. (1999). On the Ecological Connection Between Sabre-tooths and Hominids: Faunal Dispersal Events in the Lower Pleistocene and a Review of the Evidence for the First Human Arrival in Europe. *Journal of Archaeological Science*, 26, 571-585.

Bermúdez de Castro, J. M., Díez Fernández-Lomana, J. C., Mosquera Martínez, M., Nicolás Checa, M. E., Pérez Pérez, A., Rodríguez Méndez, J., y Sánchez Marco, A. (1995). El nicho ecológico de los homínidos del Pleistoceno Medio de Atapuerca. *Complutum*, 6, 9-56.

Blackburn, T. M., y Gaston, K. J. (1997). A Critical Assessment of the Form of the Interspecific Relationship between Abundance and Body Size in Animals. *Journal of Animal Ecology*, 66, 233-249.

Blasco, R., Rosell, J., van der Made, J., Rodríguez, J., Campeny, G., Arsuaga, J. L., Bermúdez de Castro, J. M., y Carbonell, E. (2011). Hiding to eat: the role of carnivores in the early Middle Pleistocene from the TD8 level of Gran Dolina (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). *Journal of Archaeological Science*, 38, 3373-3386.

Damuth, J. (1981). Population density and body size in mammals. *Nature*, 290, 699-700.

Damuth, J. (1993). Cope´s rule, the island rule and the scaling of mammalian population density. *Nature*, 365, 748-750.

Eaton, S. B., Eaton III, S. B., y Konner, M. J. (1997). Paleolithic nutrition revisited: A twelve-year

retrospective on its nature and implications. *European Journal of Clinical Nutrition*, 51, 207-216.

Fariña, R. A. (1996). Trophic relationships among lujanian mammals. *Evolutionary Theory*, 11(2), 125-134.

Hublin, J.-J., y Richards, M. P. (2009). The Evolution of Hominin Diets Subsistence. Leipzig, Springer.

Jenike, M. R. (2001). Nutritional ecology: diet, physical activity and body size.En: *Hunter-gatherers. An interdisciplinary perspective.* (C. Panter-Brick, R. H. Layton, y P. Rowley-Conwy, Ed.), Cambridge University Press. 238.

Leonard, W. R., Robertson, M. L., y Snodgrass, J. J. (2007). Energetic Models of Human Nutritional EvolutionEd.).

Leslie, P. H. (1945). On the use of matrices in certain population mathematics. *Biometrika*, 33, 183-212.

Leslie, P. H. (1948). Some further notes on the use of matrices in population mathematics. *Biometrika*, 35, 213-245.

Martínez-Navarro, B., y Palmqvist, P. (1996). Presence of the African Sabertoothed Felid *Megantereon whitei* (Broom, 1937) Mammalia, Carnivora, Machairodontinae in Apollonia-1 (Mygdonia Basin, Macedonia, Greece). *Journal of Archaeological Science*, 23, 869-872.

Owen-Smith, N. (2010). Dynamics of Large Herbivore Populations in Changing Environments: Towards Appropriate Models. Malaysia, Blackwell Publishing Ltd.

Owen-Smith, N., y Mills, M. G. L. (2008). Predator–prey size relationships in an African large-mammal food web. *Journal of Animal Ecology*, 77, 173-183.

Palmqvist, P., Gröcke, D. R., Arribas, A., y Fariña, R. A. (2003). Paleoecological reconstruction of a Lower Pleistocene Large Mammal Community Using Biogeochemical ($d^{13}C$, $d^{15}N$, $d^{18}O$, Sr: Zn) and Ecomorphological Approaches. *Paleobiology*, 29(2), 205-229.

Palombo, M. R. (2010). A scenario of human dispersal in the northwestern Mediterranean throughout the Early to Middle Pleistocene. *Quaternary International*, 223-224, 179-194.

Rodríguez-Gómez, G., Martín-González, J. Á., Goikoetxea, I., Mateos, A., y Rodríguez, J. (2013). A New Mathematical Approach to Model Trophic Dynamics of Mammalian Palaeocommunities. The Case of Atapuerca-TD6. 15th Annual Conference of the International Association for Mathematical Geosciences. Madrid, Lectures Notes in Earth System Sciences - Springer.

Rodríguez-Gómez, G., Martín-González, J. Á., Goikoetxea, I., Mateos, A., y Rodríguez, J. (En prensa). A New Mathematical Approach to Model Trophic Dynamics of Mammalian Palaeocommunities. The Case of Atapuerca-TD6. 15th Annual Conference of the International Association for Mathematical Geosciences. Madrid, Lectures Notes in Earth System Sciences - Springer.

Rodríguez-Gómez, G., Rodríguez, J., Martín-González, J. A., Goikoetxea, I., y Mateos, A. (2013). Modelling trophic resource availability for the first human settlers of Europe: The case of Atapuerca-TD6. *Journal of Human Evolution*, 64, 645-657.

Rodríguez, J. (1997). Análisis de la estructura de las comunidades de mamíferos del Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca. Revisión de metodologías. Facultad de Ciencias. Departamento de Biología. Universidad Autónoma de Madrid, Madrid.

Rodríguez, J., Burjachs , F., Cuenca-Bescós, G., García, N., van der Made, J., Pérez González, A., Blain, H.-A., Expósito, I., López-García, J. M., García Antón, M., Allué, E., Cáceres, I., Huguet, R., Mosquera, M., Ollé, A., Rosell, J., Parés, J. M., Rodríguez , X. P., Díez, C., Rofes, J., Sala, R., Saladié, P., Vallverdú, J., Bennasar, M. L., Blasco, R., Bermúdez de Castro, J. M., y Carbonell, E. (2011). One million years of cultural evolution in a stable environment at Atapuerca (Burgos, Spain). *Quaternary Science Reviews*, 30, 1396-1412.

Roebroeks, W. (2001). Hominid behaviour and the earliest occupation of Europe: an exploration. *Journal of Human Evolution*, 41, 437-461.

Seebeck, J. H. (1978). Diet of the fox Vulpes vulpes in a western Victorian forest. *Austral Ecology*, 3(1), 105-108.

Silva, M., y Downing, J. A. (1994). Allometric Scaling of Minimal Mammal Densities. *Conservation Biology*, 8(3), 732-743.

Turner, A. (1992). Large carnivores and earliest European hominids: changing determinants of resource availability during the Lower and Middle Pleistocene. *Journal of Human Evolution*, 22, 109-126.

van der Made, J. (2012). First description of the large mammals from the locality of Penal, and updated faunal lists for the Atapuerca ungulates Equus altidens, Bison; and human dispersal into Western Europe. *Quaternary International*, In Press.

Vizcaíno, S. F., Bargo, M. S., Kay, R. F., Fariña, R. A., Giacomo, M. D., Perry, J. M. G., Prevosti, F. J., Toledo, N., Cassini, G. H., y Fernicola, J. C. (2010). A baseline paleoecological study for the Santa Cruz Formation (late–early Miocene) at the Atlantic coast of Patagonia, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 292(3-4).

Vizcaíno, S. F., Fariña, R. A., Zárate, M. A., Bargo, M. S., y Schultzd, P. (2004). Palaeoecological implications of the mid-Pliocene faunal turnover in the Pampean Region (Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 213(1-2), 101-113.

White, E. P., Ernest, S. K. M., Kerkhoff, A. J., y Enquist, B. (2007). Relationships between body size and abundance in ecology. *Trends in Ecology and Evolution*, 22(6), 323-330.

DIGITIZING THE REFERENCE POLLEN COLLECTION OF THE ^{14}C LABORATORY, CENA/USP: TREES AND HERBACEOUS PLANTS OF ATLANTIC FOREST, VALE NATURE RESERVE, ESPIRITO SANTO, BRAZIL.

Janaina Paulino da Silva (1), Letícia Prado Munhoes (1), Antonio Alvaro Buso Junior (1), Flávio Lima Lorente (1), Marcos Antonio Borotti Filho (1), Geovane Souza Siqueira (2), Endrews Delbaje (1), Luiz Carlos Ruiz Pessenda (1).*

(1) University of São Paulo - USP, Center for Nuclear Energy in Agriculture – CENA, ^{14}C Laboratory, Piracicaba – SP / BRAZIL.
* Scholarship Student at the National Council for Scientific and Technological Development - CNPq. psjana@usp.br
(2) Vale Nature Reserve – RNVale, Linhares- ES/ BRAZIL. Highway Br 101 Km 122.

Abstract: *The outer wall of pollen grains is composed of an organic polymer called sporopollenin, and possesses microscopic structures and surface ornamentation. Due to these morphological characteristics it is possible to identify which plants created the pollen grains and this data can be used for paleovegetation reconstructions. The samples used in this work were collected from specimens at the ESALQ-USP (Piracicaba, Brazil) and the Vale Nature Reserve (Linhares, Brazil) herbaria. A total of 297 slides were analyzed, with pollen belonging to 28 families. After the establishment of this database, with morphological descriptions and digital images of the pollen grains, we intend to create a webpage that will be available to other research groups, assisting with the identification of fossil pollen material in studies aim at creating the vegetation reconstructions during the Late Quaternary.*

Keywords: reference pollen collection, database, paleoenvironmental reconstruction.

INTRODUCTION

Studies aimed at paleoenvironmental reconstruction may be undertaken using palynomorphs such as pollen grains and spores. The outer wall of pollen and spores is composed of an organic polymer called sporopollenin which is tough and chemically stable, which leads to their preservation over time. They are often well preserved in anoxic environments (e.g. lakes, mangroves, peat bogs) and due to their morphological characteristics it is possible to identify the vegetation surrounding the sedimentary deposit. Furthermore, they are important proxies in studies related to modern plant taxonomy and morphology, besides paleoecological and paleoclimatic reconstructions. Reference collections and databases are usefull tools for researchers studying paleoenvironmental and paleoclimatic studies in the tropics (Scheel-Ybert, 2006). The ^{14}C-Laboratory CENA/USP has a reference pollen collection that was created from specimens collected at the ESALQ-USP (Piracicaba – SP/ BRAZIL) and Vale Nature Reserve (RNVALE, Linhares – ES/ BRAZIL) herbaria. This reference pollen collection is one of the biggest in Brazil, with around 3600 slides representing different species of tree and herbaceous plants of the Atlantic Forest and savanna (Cerrado). For this reason, the main aim of this study is to establish a database with morphological descriptions and digital images of the pollen grains; moreover, we intend to create a webpage that will be available to other research groups, assisting the identification of fossil pollen material.

SITUATION

282 slides are already digitized, remaining 297 slides to be digitized.

MATERIAL AND METHODS

About 1600 slides from herbarium RNVALE are being studied, and the most representative plant families from the Atlantic Forest (Jesus & Rolim, 2005) will be digitized first. The plant material was processed using the acetolysis method (9:1 acetic anhydride: sulfuric acid) following the standard procedure (Colinvaux et al., 1999) and the slides were mounted using glycerin as a mounting medium. The pollen grains were described following the pollen and spore terminology (Punt et al. 2007) and measured under light microscope Zeiss Axioskop 40 at 630x and 1000x magnifications. All the photomicrographs were taken using a digital camera attached to the microscope. Six digital images were taken for each specimen, showing polar and equatorial views besides morphological structures such as apertures and surface ornamentation (Bush & Went, 2007; Figure 1).

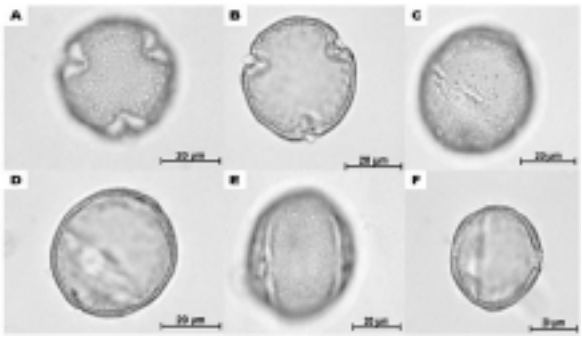


Fig. 1: Pollen grains of Cordia hatschbachii (Boraginaceae) under optical microscopy. Polar view showing the surface (A); polar view showing the wall (B); equatorial view showing the surface (C); equatorial view showing the wall (d); equatorial view showing the section pore (E, F). The photomicrographs were taken at 1000x magnification.

RESULTS

282 slides belonging to 30 families were digitized: Solanaceae, Polygalaceae, Melastomataceae, Verbenaceae, Clusiaceae, Celastraceae, Nyctaginaceae, Combretaceae, Anacardiaceae, Boraginaceae, Rhamnaceae, Icacinaceae, Elaeocarpaceae, Ebenaceae, Connaraceae, Burseraceae, Thymelaeaceae, Simaroubaceae, Lythraceae, Araliaceae, Bixaceae, Ulmaceae, Monimiaceae, Polygonaceae, Quiinaceae, Annonaceae, Trigoniaceae, Myristicaceae, Arecaceae and Violaceae.

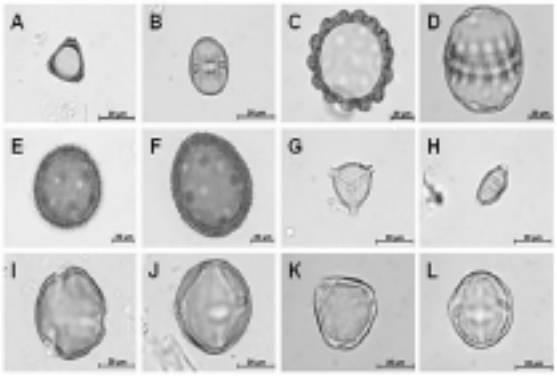


Fig. 2: Pollen grains in polar and equatorial views. ***Burseraceae:*** *Protium heptaphyllum (A-B);* ***Melastomataceae:*** *Polygala grandifolia (C-D);* ***Nyctaginaceae:*** *Boerhaavia difusa (E-F);* ***Lythraceae:*** *Cuphea carthagenensis (G-H);* ***Ebenaceae:*** *Diospyros weddellii (I-J);* ***Verbenaceae:*** *Lippia sp. (K-L). The photomicrographs were taken at 1000x magnification.*

DISCUSSION

All families were represented by individual grain or monds and 71% of the families were tricolporate type pollen grains. The families Thymelaeaceae, Trigoniaceae, Myristicaceae, Monimiaceae, Ulmaceae, Annonaceae, Polygalaceae, Melastomataceae, Arecaceae, Nyctaginaceae and Violaceae included monads there were periporate, 4-porate, 5-porate, monocolpate, dicolporate, inaperturate, stephanocolporate and heterocolpate. Through the photomicrographs in polar view it was possible verify the predominance of tri-lobates and triangular (65%) and circular (47%) grains, whereas 13% of families have monocolpate, inaperturate, quadrangular, elliptic, hexalobate or polylobate grains. In the Equatorial view, the grains are circular (65%), subprolate and prolate (71%), suboblate and oblate (44%) and elliptic, rectangular or rhombic (18%). Most of the grains are reticulate (78%), whereas 44% of the plant families studied have scabrate grains and 28% are psilate, verrucate, baculate, striate, perforate, foveolate, clavate or echinate. The pollen characteristics were: lolongate (55%), circular (36%), eliptical (57%), zonorate, concave, rectangular, irregular or quadrangular (23%). Measurements of the grains in polar view varied from 8,40µm to 92,70µm, and the equatorial view they varied from 8,80µm to 87,90 µm, which demonstrates that the size of the grains varies greatly between the families.

CONCLUSION

The digitization of the reference pollen collection with photomicrographs of pollen grains and their morphologic description are important to futures studies aiming paleoenvironmental reconstruction. Furthermore, a webpage will be created at the site (http://www.cena.usp.br/pt/laboratorio-dvtec/carbono-14), which will be accessible as source of information and diffusion of knowledge to other research groups.

Acknowledgement: Project funded by National Council for Scientific and Technological Development (CNPq). Foundation for Research Support of the State of São Paulo (FAPESP). With support the ^{14}C Laboratory (Center for Nuclear Energy in Agriculture, University of São Paulo, CENA/USP) and Vale Nature Reserve (Linhares, Brazil).

BIBLIOGRAPHY

Bush, M. B.; Weng, C. (2007). *Introducing a new (freeware) tool for palynology.* Journal of Biogeography,34, 377–380.

Colinvaux, P.; Oliveira, P. E.; Patiño, J.E.M. (1999). *Amazon pollen manual and atlas*. Hardwood Academic Publishers, (Amsterdam), 120-332.

Jesus, R.M.; Rolim, S. G. (2005). *Phytosociology Atlantic Forest Tableland*. Technical Bulletin SIF, p.10-149.

Punt, W.; Hoen, P.P.; Blackmore, S.; Nilsson, S.; Le Thomas, A. *(2007). Glossary of pollen and spore terminology*. Review of Palaeobotany and Palynology, 143, 1–81.

Salgado-Labouriau, M.L. (1973). *Contributions to palynology of Savannas*. . Brazilian Scientific Academy, 23 -291.

Scheel-Ybert, R.; Carvalho, M.A.; Gonçalves, T.A.P.; Scheel, M.; Ybert, J.P. (2006). *Reference Collection and database of plant structures: subsidy for study paleoecology and paleoethnobotanic*. Archives of the National Museum, Vol.,64. Rio de Janeiro (Brazil), 55-266.

QUATERNARY SEDIMENTARY DEPOSITS OVER THE CHERNOBYL EXCLUSION ZONE AND THEIR RADIONUCLIDE CONTAMINATION.

Radchenko, V.G. (1) & Sergyeyeva, I.V. (1)

(1) Centre for Megalopolis Ecomonitoring and Biodiversity Research, National Academy of Sciences of Ukraine (NASU), (Kyiv).

Abstract. *Chernobyl region is on blurred Paleogene-Neogene sediments on the slope of the ukrainian shield. Quaternary structure of the cover of the Chernobyl zone has a great significance. Destroyed 4th reactor is located directly on the upper pleistocene alluvial suite. Alluvial deposits are covered by eolian sands. Nearby and on the opposite bank of the Pripyat river is situated holocene alluvial suite. In addition, the most powerful pollution near the 4th reactor is located on the deposits of thrust moraines consisting of glaciodislocated rocks and sediments of the glacial bed. Pripyat river floodplain periodically flooded by flood waters, widely developed sandy soils which have well-filter properties. In depressions and floodplains are common sod-podzolic and peat-boggy soils. Radioactive contamination of the exclusion zone by the number of ^{137}Cs and ^{90}Sr is 400 times greater than following the bombing of Hiroshima. In the coming year are expected to increase in groundwater the content of ^{90}Sr. The most vulnerable to radioactive contamination is the first aquifer groundwater from the surface. Landscape features largely determine the rate of radionuclides migration. In most soils of the Chernobyl zone is about 92-98% of ^{137}Cs deposited in the upper 0-15 cm layer. At a depth of 20-25 cm radionuclide concentration decreases sharply and reaches negligible values. However, in the floodplain soils with high ground water levels observed an intense vertical migration of radionuclides. In the coming years is expected to increase in groundwater the content of ^{90}Sr, but its exit from zone will not lead to catastrophic concentrations in the Pripyat river. After about 50 years, will be significantly increased the concentration of ^{241}Am and will reach its maximum. In the longer term Chernobyl zone will play a long-lived transuranic isotopes of plutonium (^{239}Pu and ^{240}Pu).The concentration of which will not significantly changed for many millenniums, making a significant part of this area uninhabitable for humans*

Palabras clave: formaciones cuaternarias, contaminación, Chernobyl, Ucrania.
Key words: *quaternary formations, contamination, Chernobyl, Ukraine.*

INTRODUCCIÓN AND SITUATION

Chernobyl area is flat with some hills and broad river valleys. The maximum absolute elevation terraces are 115 m, elevation - 11-12 m. In geostructural aspect the Chernobyl region is on blurred Paleogene-Neogene sediments on the slope of the Ukrainian Shield. Quaternary structure of the cover of the Chernobyl zone has a great significance for solving the many problems related to overcoming the consequences of the accident and the forecast of radionuclides movement in the surrounding geological environment. Destroyed 4th reactor is located directly on the Upper Pleistocene alluvial suite, consisting of the following facies: floodplain - sandy-loam; fine-grained sands in the river bed part and near it deposited the peat. Alluvial deposits are covered by eolian sands. Nearby and on the opposite bank of the Pripyat River is situated Holocene alluvial suite, consisting of the following facies: floodplain - sand, sandy-loam, peats; river bed - medium-grained sands (Shestopalov, 1996).

In addition, the most powerful pollution near the 4th reactor is located on the deposits of thrust moraines consisting of glaciodislocated rocks and sediments of the glacial bed (initially: Middle Pleistocene meltwater deposits and basal tills, Lower-Middle Pleistocene alluvial deposits, Eopleistocene - Lower Pleistocene red-brown and brown clays, loams, Neogene speckled clays.

According to the structure of modern surface can be determined that it belongs to the anthropogenic deposits of glacial complex mid-Quaternary period, and also to the upper Quaternary alluvial and modern alluvial, lacustrine-alluvial and eolian formations.

Quaternary deposits are overlain by marls of the Kiev Suite of Eocene. Due to its low water permeability (0.03-0.06 m/day) the marl plays the aquitard role for stratigraphy of the area (Savonenkov et al., 2009). This is the zone of excessive moisture with poorly drained groundwater. The ground water level depends on the presence and position of clay layers.

DATA

The total capacity of modern alluvial sediments of sand the average is 15-20 m, and in some places up to 25 meters. On the Pripyat River and its major tributaries have two floodplain terraces. The first terraces, composed Upper Quaternary alluvium stratum occur only in some parts. On non-terraced areas eolian forms are developed. Between the rivers open spaces of the area are aligned, alluvial aqueoglacial, alluvial and lower, gently rolling moraine fluvioglacial weakly dissected plain, which have a high level of ground water.

On the moraine outwash plains are very common water-glacial sands, which are mainly deposited on the moraine. On the surface, sometimes there are low-lying areas with clay soils. The surface of the moraine plains alluvial suite includes different ages; some of them are covered by glacial deposits of the Dnieper horizon, and others - eolian deposits of the Upper Pleistocene and Holocene. These valleys are

often waterlogged floodplain. More than 20% of the Chernobyl zone is covered by the marsh soils.

Pripyat River floodplain periodically flooded by flood waters. Widely developed sandy soils which have well-filter properties. In depressions and floodplains common sod-podzolic and peat-boggy soil. The territory of the Chernobyl Zone is represented by many types of landscapes.

The upper part of the geological section, on which fell radioactive particles during the accident at the Chernobyl nuclear power plant consists mainly of quartz sands with sandy loam, loam, peat and sometimes sand-clay rocks. 70% of the fallout in Chernobyl zone is focused on the wetlands and flooded areas. Radioactive contamination of the exclusion zone by the number of ^{137}Cs and ^{90}Sr is 400 times greater than following the bombing of Hiroshima.

Under the subject of "Shelter" remained 180 tons of nuclear fuel with a total activity of radioactive substances 20 million Ci (Holosha et al., 1999). In the coming years is expected to increase in groundwater the content of ^{90}Sr, but the volume of radioactive waste that remain at the Chernobyl NPP, estimated at 3.2 million tons. The most vulnerable to radioactive contamination is the first aquifer groundwater from the surface. The latest data showed that the radionuclide contamination of groundwater in the near zone of damaged reactor reaches depths of up to 14-15 m. Aeration zone, which is the first and primary protective barrier between the earth's surface that has been contaminated with radionuclides and gravel aquifer is composed mainly of Quaternary sediments following genetic types: marsh (peat), alluvial (alternation of loam, sandy loam and sand), alluvial and fluvioglacial (sand , sandy loam), periglacial (loess-like loams and sandy loams), water-glacial (sand), glacial (boulder loam and sandy loam), and locally marine (carbonate rocks).

INTERPRETATION

The lithological compositions of the mineral part of the aeration zone, as well as landscape features largely determine the rate of radionuclides migration. Thus, the movement of contaminated surface water and groundwater is accompanied by metabolic processes that lead to a slowdown or even delay the movement of ^{137}Cs, due to the binding of this nuclide by organic constituents of the soil.

The rate of radionuclides migration in undisturbed soils under forest is several times less than in the open grassland or plowed soils, provides a permanent source of pollution to surface and ground water due to the fact that radionuclides are removed by wash off from the ground surface and by infiltration flow (Frantsievich, 2001).

CONCLUSION

In most soils of the Chernobyl zone is about 92-98% of ^{137}Cs deposited in the upper 0-15 cm layer. At a depth of 20-25 cm radionuclide concentration decreases sharply and reaches negligible values. However, in the floodplain soils with high ground water levels observed an intense vertical migration of radionuclides. Radionuclides comes into groundwater directly from the "Shelter" by uncontrolled leakage, creating significant local pollution of groundwater (average concentrations of ^{90}Sr in the water amounted to 3-650 Bq/l, there are areas with high concentrations of ^{90}Sr from 80-100 and even up to 3600 Bq/l).

In the coming years is expected to increase in groundwater the content of ^{90}Sr (Shevchenko, O. 2011), but its exit from zone will not lead to catastrophic concentrations in the Pripyat River. After about 50 years, will be significantly increased the concentration of ^{241}Am and will reach its maximum.

However, in the longer term, the most important role in the pollution of the Chernobyl zone will play a long-lived transuranic isotopes of plutonium (^{239}Pu and ^{240}Pu), the concentration of which will not significantly changed for many millenniums, making a significant part of this area uninhabitable for humans.

References.

Frantsievich, L. I. 2001. The Chernobyl exclusive zone in the XXI century. Bulletin of the National Commission for Radiation Protection of Ukraine. Vol. 1-4. P. 113-125.

Savonenkov, V. G., Anderson E. B., Smirnova, E. A. & Shabalev S. I. 2009. Radiogeochemical study of fuel-containing new formations caused by Chernobyl NPP Accident. Proceeding of the Khlopin Radium Institute. Vol. 14. P. 87-117.

Shevchenko, O. 2011. The disturbed groundwater level modes of Chornobyl area of alienation and their connection with variations of the volume activity Sr-90. Visnyk Kyiv Taras Shevchenko University. Vol. 54. P. 56-60.

Shestopalov, V. M. (ed.). 1996. Atlas of Chernobyl Exclusion Zone. Kyiv: “Kertographia”. 26 p.

Holosha, V. I., Proskura, M. I. & Ivanov, Yu. A. 1999. Radiation and environmental importance of natural and technogenic sites Exclusion Zone // Bulletin of ecological condition of the exclusion zone and unconditional (mandatory) resettlement. № 13. P. 3-8.

Capítulo
VIII

MISCELANEA

Expanded sedimentological and geophysical investigations on palaeotsunami deposits near Barbate and Zahara de los Atunes (Gulf of Cádiz, southern Spain)

B. Koster (1) & K. Reicherter (1)

(1) Institute of Neotectonics & Natural Hazards, RWTH Aachen University, Lochnerstr. 4-20, 52056 Aachen, Germany.
b.koster@nug.rwth-aachen.de

Resumen (Investigaciones sedimentológicas y geofísicas estensas sobre depósitos de paleotsunami en los alrededores de Barbate y Zahara de los Atunes (Golfo de Cádiz, sur de España)): *Las costas del Golfo de Cádiz se han visto afectadas por numerosos eventos de tsunami, publicados en varios catálogos. Estos eventos catastróficos dañaron infraestructuras y provocaron incontables pérdidas humanas. En 2010 publicamos nuestros descubrimientos sobre un enigmático depósito, situado a lo largo de la playa de Barbate-Zahara de los Atunes, interpretado como un tsunami. Este depósito se localiza a varias alturas por encima del nivel medio del mar y muestra multiples evidencias que apuntan a un evento de alta energía. En Marzo de 2013 llevamos a cabo un nuevo trabajo de campo usando una aproximación multi-método que incluía el muestreo de afloramientos, prospección geofísica y geoquímica. Los resultados preliminares de los estudios sedimentológicos, análisis de susceptibilidad magnética y fluorescencia de rayos X, así como las investigaciones con "ground penetrating radar" (GPR), aportaron nuevas pruebas que apoyan nuestra interpretación de estos sedimentos como depósitos de alta energía.*

Palabras clave: *depósitos de tsunami, sedimentología, susceptibilidad magnética, parámetros geoquímicos, GPR*

INTRODUCTION

A tsunami is a high-energy event that, under certain circumstances, may destroy coastal infrastructure and cause the accumulation of large amounts of tsunami deposits. Studying the distribution and characteristics of historical and sub-recent tsunami deposits improves the accuracy of tsunami hazard maps and early warning systems and, therefore, can help to protect humans and infrastructure along coastlines threatened by tsunamis all over the world.

Within the Gulf of Cádiz numerous large tsunami events have been reported which left deposits along the Spanish and Portuguese coast during the Holocene (e.g. Baptista & Miranda 2009; Álvarez-Gómez et al. 2011; Lario et al. 2011).

During our initial investigations between 2008 and 2010 we found sedimentary evidence for at least one palaeotsunami at several outcrops along the beach cliff between Barbate and Zahara de los Atunes (Atlantic coast, southern Spain; cf. Reicherter et al. 2010). The results of sedimentary analyses on shallow percussion drill cores in the nearby lagoons and marshlands, which are both excellent archives for preserving palaeotsunami deposits, compliment the outcrop evidence and together prove the occurrence of an ancient tsunami in this region.

Our recent work presented here continues the original research at the beach cliff between Barbate and Zahara de los Atunes; preliminary results of this ongoing research are presented and discussed.

STUDY AREA

Our study area is situated at a beach between the cities of Barbate and Zahara de los Atunes in the Gulf of Cádiz (Fig. 1). The beach is dominated by a rocky cliff, which is 0.7 - 5.0 m high. The investigated tsunami deposit can be found within the cliff at various heights above mean sea level. It also has a variable sedimentological composition. A dark brown coloured layer, showing a fining-up sequence and a palaeocurrent direction towards the sea, was found resting directly on the folded Betic substratum.

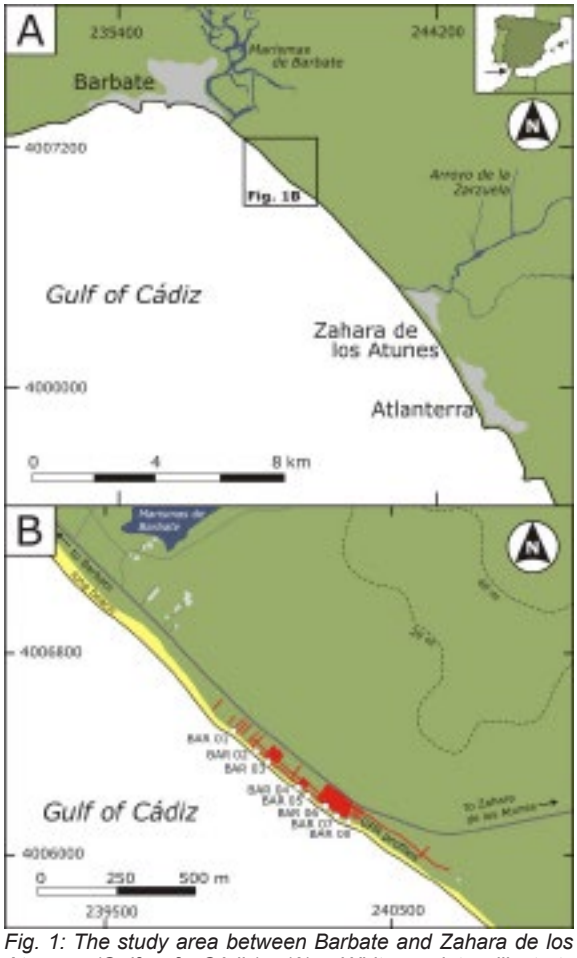


Fig. 1: The study area between Barbate and Zahara de los Atunes (Gulf of Cádiz) (A). White points illustrate investigated beach profiles and red lines show the locations of GPR measurements (B).

The basement of the cliff mainly consists of Cretaceous to Eocene flysch deposits. In some parts, the underlying flysch and the beachrock can be found reworked as small clasts within this deposit.

Initial results of optically stimulated luminescence (OSL) dating on the tsunami deposits yielded an age of around 4000 years BP (cf. Koster et al. 2013, Reicherter & Koster *this issue*), which possibly matches with a tsunami event listed by Lario et al. (2011) and Ruiz et al. (2005).

METHODS

A multi-method approach was carried out to further investigate the tsunami deposits and to identify additional characteristics. An analysis of the inner architecture of the high energy deposits was done with ground penetrating radar (GPR).Beside photo documentation and description, further sampling was undertaken on various profiles for subsequent analyses in our laboratory. Testing included grain size distribution (sieving analysis as well as laser diffraction analysis) and geochemical composition (with handheld x-ray fluorescence spectrometer Niton XLt 700 series). Furthermore, magnetic susceptibility measurements were performed (Bartington Instruments MS2 with MS2K sensor) and correlated with the results of x-ray fluorescence (XRF) analysis.
GPR with different antenna frequencies was used for subsurface investigations. GPR equipment during field work consisted of a GSSI SIR-3000 data recording unit, 400 MHz and 900 MHz antennae, a survey wheel and handheld GPS. The topography on top of the cliff, where the GPR measurements were carried out, is mostly horizontal. It was, therefore, not necessary to use a dGPS unit for topographic corrections. The aim of the GPR investigation was to identify geomorphological characteristics such as channel structures, abrasion scours or other erosion features within the tsunamite using both 2D- and 3D-survey techniques. Data processing was performed with ReflexW V7.0 (Sandmeier Scientific Software) and included static correction, background removal, gain adjustments and velocity adaption for time-depth conversions.

SEDIMENTOLOGICAL EVIDENCE

We found several outcrops along the 5 km long beach section between Barbate and Zahara de los Atunes as described in Reicherter et al. (2010). Since the last fieldwork periods in 2008 and 2010, the coastline underwent intense changes; during the last years, large winter storm events and high wave heights have eroded the beach section and exposed new outcrops. We documented all of our findings and sampled for subsequent analysis in our laboratory.
Along the cliff, a 0.1-0.4 m thick layer containing large stones, boulders, shells and ripped-out beach rock can be observed. An eye-catching, ~ 1.0 m thick dark sandy clay layer is present on top (see Fig. 2). The sandy clay layer (from ~ 0.2-0.9 m in profile BAR 03, Fig. 2) contains a large fining upward sequence and has high FeS_2-concretions (mostly at the base). These are eroded from the underlying flysches. The layer comprises dark brown sand, and is rich in organic material and clay minerals. At other parts of the beach section this layer also contains a slightly coarse-grained base with small conglomerates and charcoal remains.

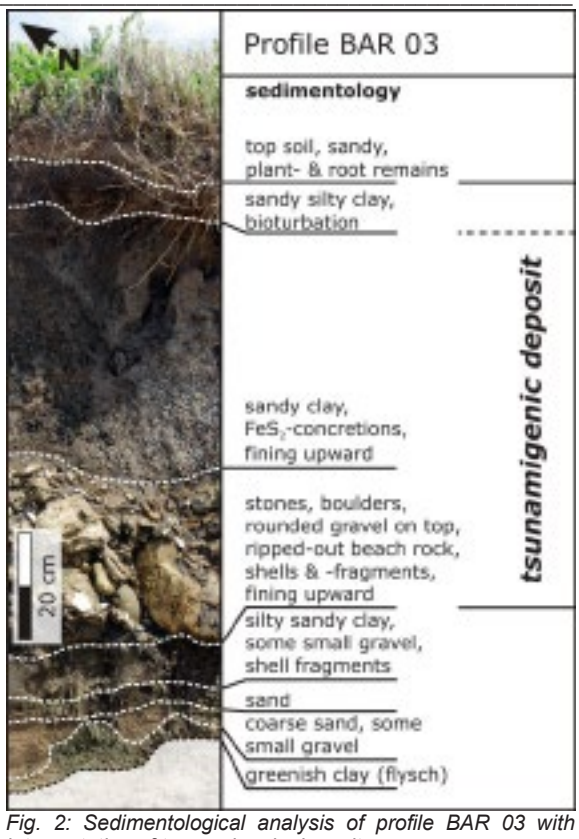


Fig. 2: Sedimentological analysis of profile BAR 03 with interpretation of tsunamigenic deposits.

The coarse-grained layer (from ~ 0.9-1.2 m in profile BAR 03) below the thick sandy clay deposit is made up of stones, boulders, beach rock pieces and subangular to rounded sandstones of the basement rock. It also contains, in some parts, large marine shells (*Acanthocardia tuberculata and A. aculeata, Glycimeris glycimeris, gastropods*). Small accumulations of rounded gravel are visible at some locations on top of this layer.
Reicherter et al (2010) suggested that the tsunami has reworked the dark clayey tidal flats and marshlands of the Rio Barbate, and that these were then deposited as a mixture of clayey marsh deposits, beach sands, small boulders and shell fragments.
The deposits are channeled in some parts of the beach section (Fig. 3A) and clasts are imbricated with a palaeo-flow direction towards the Gulf of Cádiz. Due to these channeled structures and the mixed marine and terrigenous composition of the deposit, we interpret this layer as a tsunami backwash deposits (Reicherter et al. 2010). We found also unspecified sedimentary features near outcrop BAR 05: An armoured mud ball or clast-coated clay clast (see also Reicherter & Koster *this issue*). The rounded mud is cemented, covered by larger stones and is “swimming” inside the backwash deposit’s matrix.
We did not find onwash deposits at any locations in the study area. Likely they have been eroded by the backwash process. It is known from sub-recent tsunami events that post-depositional erosion and pedogenic changes can occur to deposits within a few years (e.g. Szczuciński 2012).

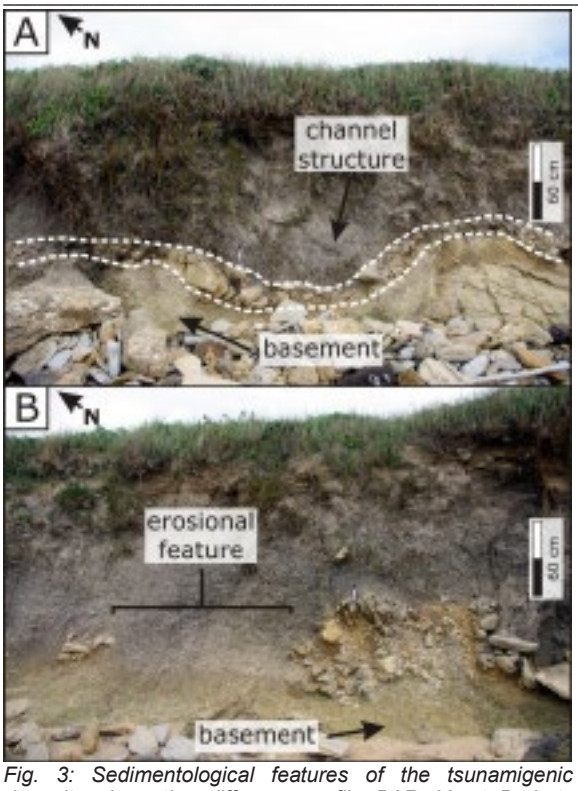


Fig. 3: Sedimentological features of the tsunamigenic deposits along the cliff near profile BAR 03 at Barbate beach. Channel structures are visible above the basement consisting of Eocene flysch (A) as well as erosional features caused by the backwash (B).

MAGNETICAL SUSCEPTIBILITY (MAGSUS) & X-RAY FLUORESCENSE (XRF) ANALYSIS

We used MagSus and XRF measurements to support our hypothesis.

The MagSus can be used to distinguish materials from different origins (e.g., Mullins 1977), due to their varying mineral content. Marine and terrestrial sediments show clear differences in their content of ferromagnetic, diamagnetic or paramagnetic minerals. Therefore, higher MagSus values are expected in terrigenous materials, while lower values support the idea of deposits originating from a marine environment. The MagSus value of a sample is given in dimensionless SI units. Preliminary results show the following features (Fig. 4): The upper part of the interpreted backwash deposits have higher values than the underlying part due to a higher content of terrigenous material. The MagSus of the lower backwash deposit is characterised by decreasing values towards the top of the deposit; at present it is not clear why the values in the lower parts are higher. Another characteristic feature is the high peak in MagSus value at the boundary of lower and upper part of the tsunamite. Reicherter et al. (2010) reports alike characteristics within sandy tsunami deposits from drill cores.

At least one XRF measurement was carried out on every layer. Some layers (especially the conspicuous sandy clay layers) were sampled up to three times; all samples and measurements were, therefore, taken into account when carrying out the XRF analysis. Based on our database, the Ca/Fe- and the Ca/Ti-ratios appear to be the best tracer for determining different characteristics, such as the identification of marine and terrestrial sedimentary environments. The Ca/Fe-ratio as well as the Ca/Ti-ratio were calculated (cf. Vött et al., 2011, Chagué-Goff et al., 2012) to divide between marine and terrigenous components or indicate further characteristics within the deposits.

Marine indicators are mostly Ca, Sr or K (e.g., Vött et al. 2011, Chagué-Goff et al. 2012). Calcium (Ca) is available within the coastal system due to biogenically produced calcium carbonate ($CaCO_3$) by ostracods, foraminifers or gastropods. Therefore, high Ca values indicate a mostly marine influence. Also Cl and S can be strong marine geochemical signatures as reported from the Tohoku-oki tsunami deposits (Chagué-Goff et al. 2012), but these elements were not measured in our study. The handheld XRF spectrometer (Niton XLt 700 series) is limited to a specific amount of elements, therefore, we were not able to calculate element ratios such as Ba/Ti, Ca/Al, Si/Ti or Si/Al described by Cuven et al. (2013).

Iron (Fe) and titanium (Ti) are considered to be terrestrial indicators and, therefore, high Fe or Ti values are used as terrigenous (or rarely as anthropogenic) markers.

Preliminary results show decreasing Ca/Fe- and Ca/Ti-ratios from base to top of the backwash deposit (Fig. 4). The lower part of the tsunamite consists of mainly marine stones, beach rock and shells, thus, the Ca/Fe- and Ca/Ti-ratios are high. Both ratios further decrease with height due to less marine components (sand, small shell fragments) and greater content of terrigenous material from the Barbate marshlands.

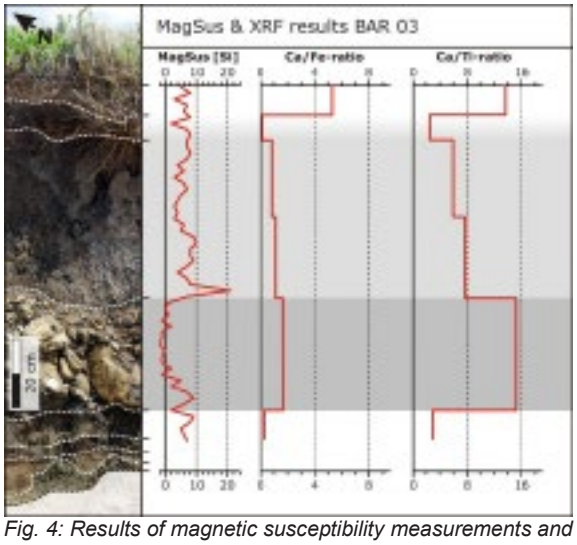


Fig. 4: Results of magnetic susceptibility measurements and x-ray fluorescence analysis with Ca/Fe- and Ca/Ti-ratios for profile BAR 03. Dark greyish colour refers to coarse-grained layer, while light greyish colours highlight the sandy clay layer.

GROUND PENETRATING RADAR (GPR) RESULTS

We recorded 144 GPR profiles on the beach cliff to study the inner architecture of the tsunami deposits in detail. Profiles were carried out parallel as well as perpendicular to the coastline to detect as many features as possible and to have close spaced data for dense GPR grid analysis.

Preliminary results reveal channel structures and scours in the observed beach section (Fig. 5A) and GPR data (Fig. 5B). The boulders and subangular

stones are characterised by hyperbolae reflection. The upper part of the tsunamite has slight reflectors. The basement material affects the radar waves with high attenuation.

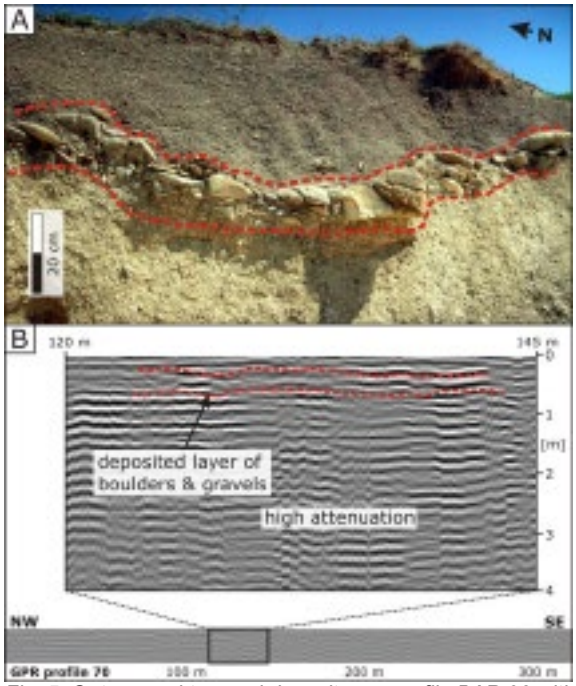


Fig. 5: Outcropped tsunami deposit near profile BAR 06 with channel structures marked with red dashed lines (A). Example of characteristic GPR reflection pattern recorded ~5.0 m in distance from the cliff parallel to the beach section. The stronger reflecting boulder layer of the tsunami deposit is illustrated with red dashed lines (B).

The GPR data show thinning inland of the deposits (Fig. 6) as further tsunami evidence. The dipping angle is around 13° with a standard deviation of 9° and the harmonic mean is around 7°. Further 3D analysis of the deposits will possibly demonstrate more geomorphological characteristics.

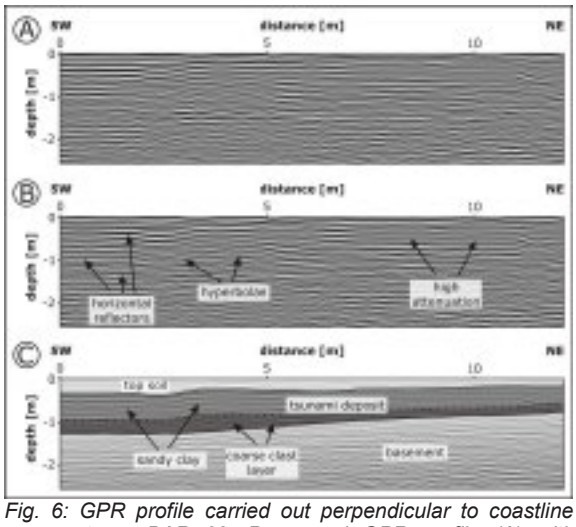


Fig. 6: GPR profile carried out perpendicular to coastline near outcrop BAR 03. Processed GPR profile (A) with characteristic features (B) and interpretation (C) is illustrated. Some characteristic hyperbolae show lower coarse-grained layer (dark grey) inside the backwash deposit.

DISCUSSION

Our interpretation of the sediment depositing mechanisms along the beach section between Barbate and Zahara de los Atunes is based on former and recent field observations and documentation, as well as on the results of geophysical and geochemical investigations. Geometrical and internal sedimentary characteristics corroborate our interpretation of the occurrence of a high energy event.

Our findings comprise erosive bases, fining upward sequences or mixed material from different origins as well as thinning inland of the deposit. These features are commonly observed on other tsunami deposits worldwide (e.g., Dawson & Stewart 2007, Bahlburg & Spiske 2012). The tsunamite is clearly made of mixed marine and terrestrial origin with an unsorted composition containing beach rocks, large boulders and subangular stones as well as terrigenous marshy clay mixed with beach sand, and small subangular gravels and marine shell fragments. The geochemical analyses provide evidence for element enrichment in the tsunamigenic layer.

Previously undiscovered features such as ball-like clay clasts coated with coarse clasts can be observed.

Further tsunami evidence includes partly imbricated clasts which indicate a palaeo-flow direction towards the Gulf of Cádiz. Furthermore, observed channel structures and scours cannot be formed by fluvial systems because of the mixed marine and terrigenous composition of the deposit.

Dating of the inferred tsunami deposits yielded an age of around 4000 years BP (Koster et al. 2013, Reicherter & Koster *this issue*). Sea level rise during the Flandrian transgression cannot account for these deposits (Reicherter et al. 2010). The maximum sea level rise reached altitudes of 1.0 m above the current level in the Gulf of Cádiz around 7000-6000 years BP (e.g. Zazo et al. 2008) and, therefore, was not high enough to have deposited the observed sedimentary structures.

CONCLUSIONS

Preliminary results of our recent field campaign proved tsunami deposits as reported by Reicherter et al. (2010). The results of the various applied methods reveal further tsunami deposit characteristics such as thinning inland of the deposit, armoured mud balls inside the backwash deposit's matrix. Geochemical analyses, magnetic susceptibility measurements and GPR investigations corroborate our hypothesis.

Dating of the inferred tsunami deposits yielded an age of around 4000 years BP, which fits well with two possible events described between 4000 - 5000 years BP by Lario et al. (2011). Otherwise, our dating results are contrast to the findings of Cuven et al. (2013) in the Los Lances area.

Final analyses of all data are not yet finished, but give very promising preliminary insights.

OUTLOOK

Future work will include the detailed evaluation of all data collected during the field campaign in March 2013 as well as detailed analysis of 2D magnetic susceptibility grids and 3D GPR subsurface models for further geomorphological interpretation.

Acknowledgements: The first author is deeply grateful for being funded by RWTH Aachen Scholarships for Doctoral Students. We thank Tom Rockwell, Beverly Goodmann, Kurt Decker, Niklas Mörner, Pablo Silva, Christoph Grützner, Franziska Facius and Andreas Vött for discussion in the field; thanks are extended to Alexandra Hilgers for OSL dating. We would also like to thank the 2013 Barbate beach fieldwork crew (Alexander Rösner, Fabian Stamm, Johannes Aichele & Joschka Röth) as well as Barbara Wolff for XRF measurements. A special thank goes to Jack Mason and Pedro Huerta Hortado.

References

Álvarez-Gómez, J.A., Aniel-Quiroga, Í., González, M. & Otero, L. (2011). Tsunami hazard at the Western Mediterranean Spanish coast from seismic sources. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 11 (1), 227-240.

Bahlburg, H. & Spiske, M. (2012). Sedimentology of tsunami inflow and backflow deposits: key differences revealed in a modern example. *Sedimentology* 59 (3), 1063-1086.

Baptista, M.A. & Miranda, J.M. (2009). Revision of the Portuguese catalog of tsunamis. *Natural Hazards and Earth System Science* 9, 25-42.

Chagué-Goff, C., Andrew, A., Szczuciński, W., Goff, J.R. & Nishimura, Y. (2012). Geochemical signatures up to the maximum inundation of the 2011 Tohoku-oki tsunami — Implications for the 869 AD Jogan and other palaeotsunamis. *Sedimentary Geology* 282, 65-77.

Cuven, S., Paris, R., Falvard, S., Miot-Noirault, E., Benbakkar, M., Schneider, J.-L. & Billy, I. (2013). High-resolution analysis of a tsunami deposit: Case-study from the 1755 Lisbon tsunami in southwestern Spain. *Marine Geology* 337, 98-111.

Dawson, A.G. & Stewart, I. (2007). Tsunami deposits in the geological record. *Sedimentary Geology* 200 (3-4), 166-183.

Koster, B. Hadler, H., Vött, A. & Reicherter, K. (2013). Application of GPR for visualising spatial distribution and internal structures of tsunami deposits – Case studies from Spain and Greece. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementary Issues, *in press*.

Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L., Silva, P.G., Bardají, T., Cabero, A. & Dabrio, C. (2011). Holocene palaeotsunami catalogue of SW Iberia. *Quaternary International* 242 (1), 196-200.

Mullins, C.E. (1977). Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science - a review. *Journal of Soil Science* 28 (2), 223-246.

Reicherter, K., Vonberg, D., Koster, B., Fernández-Steeger, T., Grützner, C. & Mathes-Schmidt, M. (2010). The sedimentary inventory of tsunamis along the southern Gulf of Cádiz (southwestern Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementary Issues 54 (3), 147-173.

Reicherter, K. & Koster, B. (this issue). A 4000 year old tsunami deposit along the Atlantic coast of Andalucia (southern Spain). VIII Reunión de Cuaternario Ibérico, La Rinconada- Sevilla 3rd-6th October 2013).

Ruiz, F, Rodríguez-Ramírez, A., Cáceres, L.M., Rodríguez-Vidal, J., Carretero, M.I., Abad, M, Olías, M. & Pozo, M. (2005). Evidence of high-energy events in the geological record: Mid-holocene evolution of the southwestern Doñana National Park (SW Spain). *Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 229 (3), 212-229.

Szczuciński, W. (2012). The post-depositional changes of the onshore 2004 tsunami deposits on the Andaman Sea coast of Thailand. *Natural Hazards* 60 (1), 115-133.

Vött, A., Lang, F., Brückner, H., Gaki-Papanastassiou, K., Maroukian, H., Papanastassiou, D., Giannikos, A., Hadler, H., Handl, M., Ntageretzis, K., Willershäuser, T. & Zander, A. (2011). Sedimentological and geoarchaeological evidence of multiple tsunamigenic imprint on the Bay of Palairos-Pogonia (Akarnania, NW Greece). *Quaternary International* 242, 213-239.

Zazo, C., Dabrio, C., Goy, J.L., Lario, J., Cabero, A., Silva, P.G., Bardají, T., Mercier, N., Borja, F. & Roquero, E. (2008). The coastal archives of the last 15ka in the Atlantic-Mediterranean Spanish linkage area: Sea level and climate changes. *Quaternary International* 181 (1), 72-87.

A 4000-5000 YEAR OLD TSUNAMI DEPOSIT ALONG THE ATLANTIC COAST OF ANDALUCIA (SOUTHERN SPAIN)

K. Reicherter (1) and B. Koster (1)

(1) Institute of Neotectonics and Natural Hazards, RWTH Aachen University, Lochnerstr. 4-20, 52056 Aachen, Germany. k.reicherter@nug.rwth-aachen.de

Abstract: *Suspect tsunami deposits along the coastline between Barbate and Zahara (prov. of Cádiz, Andalusia, southern Spain) have been dated. The tsunamites have been already characterized as back wash deposits, due to several sedimentological indications like channels or imbricated pebbles pointing to a paleocurrent towards the sea. The deposits are located at a height between +1 to +5 m above mean high tide, show fining up, and a coarse grained base with pebbles and shells of dominantly Acanthocardium sp. Preliminary suggestions of the age were Holocene, however between the Flandrian transgression and the very prominent 1755 AD Lisbon tsunami, which hit the Spanish coast severely. A Pleistocene age was excluded, because the sea level was definitely too low and the shelf too far from the present-day coastline. Sampling of several shells was carried out and resulting radiocarbon dating yielded ages around 35 ka ± 3ka BP, which would correspond to a sea level of -60 m above with respect to present-day sea level. As a consequence we have sampled the sands on top of the coarse-grained layer for OSL dating. Two samples yielded ages of around 4 ka BP.*

Este trabajo analiza posibles depósitos de tsunami a lo largo del litoral de Barbate y Zahara de los Atunes (Cádiz, Sur de España), presentando datos preliminares sobre su datación. Trabajos previos consideran estos depósitos como depósitos backwash de un evento tipo tsunami, caracterizados por la presencia de canales e imbricaciones de cantos dirigidos hacia el mar. Los depositos se localizan a una altura de entre +1 a +5 m sobre el nivel de marea alta y registran una secuencia granodecreciente y un lag basal de gravas que incluyen cantos y fragmentos de conchas en los que la especie Acanthocardum sp. es dominante. Dataciones preliminares indican una edad Holocena, situada entre el máximo transgresivo Flandriense y el Tsunami de Lisboa de 1755 AD que afectó severamente este sector litoral. Dataciones C14 realizadas en los restos fósiles del depósito resultan en edades de c. 35 ka BP), pero una edad pleistocena ha sido desechada ya que el nivel del mar estaba ciertamente muy bajo en esa época (-60 m) para haber podido producir los depósitos analizados. Una de las dataciones ofrece una edad de 935±15 años BP que sugiere una edad del depósito muy moderna y posiblemente el resto de materiales sean retrabajados. Dataciones OSL en las arenas eólicas que cubren el depósito de tsunami resultando en edades de 4 a 5 ka BP.

Palabras clave: tsunami; datación OSL; provinicia de Cádiz, Atlantico
Key words*: tsunami; OSL dating; Cadiz province, Atlantic coast*

INTRODUCTION

We present new age dating of possible tsunamigenic deposits along the Gulf of Cádiz between the Cape Trafalgar and the Straits of Gibraltar (Fig. 1). Basically, the sedimentary features have been described by Reicherter et al. (2010), however then we were not able to provide age data to substantiate our work and the significance of it. In 2010 we were thinking of deposits of the 1755 AD Lisbon tsunami, but the tsunamigenic deposits are covered by 10-60 cm of eolian sands (Fig. 2). Below the eolian sands a fining-up layer with imbricated clasts at the base have been found. More on the sedimentological and geochemical characterization is found in a companion presentation by Koster and Reicherter

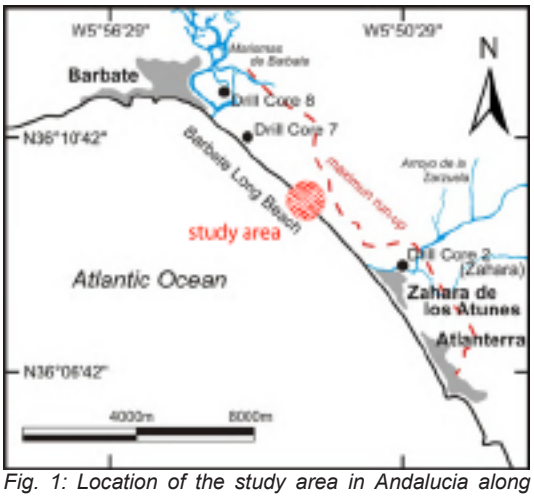


Fig. 1: Location of the study area in Andalucia along the Atlantic coast, in the Gulf of Cádiz

Fig. 2: Location of the shell samples for radiocarbon dating at the Barbate beach (situation in 2009).

(this volume, 2013).

METHODS

In 2009 we took several shells of *Acanthocardium sp.* for radiocarbon dating in the Keck Carbon Cycle AMS facility at Irvine CA, U.S.A. Two Optical stimulated luminescene (OSL) samples have been analysed in the lab of the Institute of Geography at Cologne University by A. Hilgers.

Shell dating resulted in ages mainly > 30 ka, BP (Tab.1), but sample 2A is only 1335±15 y BP old, however, a reservoir-corrected age (400 y) should be generally applied, resulting in an age of 935±15 y BP. The young shell 2A was obtained from the interface between the top of the tsunami deposit and eolian sands, so its origin and deposition is unclear (Fig. 2).

If we take into account an age of > 30 ka (Table 1), then we have also to include that the sea level in this last glacial period was approx. 60 m deeper than today. Then, the deposits represent beach deposits, which are reworked (possibly during a high-energy event). This would imply a much younger age.

This is confirmed by the OSL dating that suggests an age of around 4 ka for the deposits (4320±900 y and 3880±560 y; Table 2). Both sample were taken only approx. 2 m apart from each other and definitively are of the identical layer (Fig. 3). According to the large error in the dating method of approx. ±1000 y, and furthermore regarding the data in the Holocene tsunami catalogue of Lario et al. (2011), it seems likely that their events E6 or E5/6 (an unclear event) could be traceable events. On the other hand, the E6 event has up to now bee detected along the coast between Conil and Algericas. Whereas the E5/6 event has only been found in the Doñana area. Age data from the Zahara de los Atunes drilling (drill core 2, see Fig. 1, sample from 2,58 m depth; Reicherter et al., 2010) taken in the tidal channel area, which is probably occasionally flooded, resulted in 4795±25 y BP. The charcoal radiocarbon sample of a clayey peat layer was taken directly below a whitish sand sheet, which is regarded as a tsunami deposit. This means, that the tsunamite was deposited after 4795±25 y BP, not knowing how much of the clayey organic-rich layers was eroded during deposition.

An open question is the soil formation and the clay mineral structure. A solution may be offered by reworking lagoonal and weathered Cretaceous clays during the high-energy event.

However, this remains unsolved. Also because we

UCIAMS #	Sample name	Other ID	$\delta^{13}C$ (‰)	±	fraction Modern	±	$D^{14}C$ (‰)	±	^{14}C age (BP)	±
73812	1A		0,7	0,1	0,0138	0,0004	-986,2	0,4	34380	250
73813	2A		2,3	0,1	0,8467	0,0014	-153,3	1,4	1335	15
73814	3A		1,2	0,1	0,0119	0,0004	-988,1	0,4	35600	290
73815	1D		0,9	0,1	0,0059	0,0004	-994,1	0,4	41270	580
75360	3A - 1 marine shell		1,2	0,1	0,0170	0,0004	-983,0	0,4	32720	180

Radiocarbon concentrations are given as fractions of the Modern standard, $D^{14}C$, and conventional radiocarbon age, following the conventions of Stuiver and Polach (Radiocarbon, v. 19, p.355, 1977).

Table. 1: Radiocarbon dates.

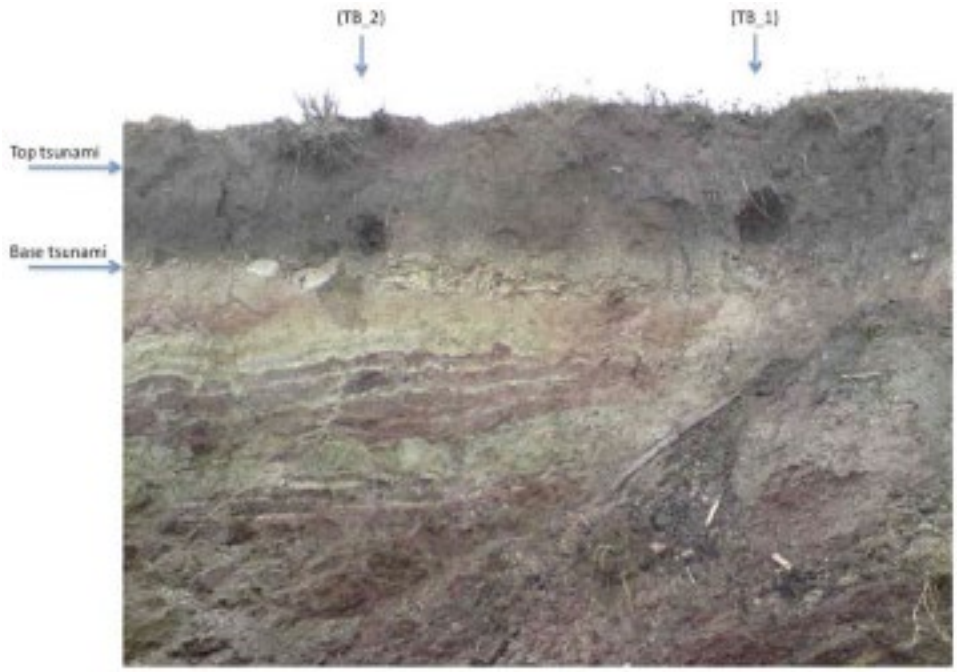


Fig. 3: Sample location for OSL dating.

have found until date no younger high-energy deposits on top of the layer described and dated here. On the other hand, a Holocene age of the deposits seems likely and also the origin is most probable a tsunami backwash deposit (Reicherter et al., 2010).

Lab.-code		n[1]	% Aliquots[2]	De (Gy)		OSL age (ka)	
C-L2850	TB1	52	4	1,90	± 0,33	1,55	± 0,30
			47	4,83	± 0,33	**3,92**	**± 0,42**
			43	7,82	± 0,55	6,35	± 0,68
			6	15,2	± 1,7	12,3	± 1,7
	TB1 selected	15	100	5,32	± 1,02	**4,32**	**± 0,90**
C-L2851	TB2	51	2	2,39	± 0,39	1,78	± 0,33
			14	5,56	± 0,51	**4,16**	**± 0,51**
			23	8,58	± 0,78	6,41	± 0,79
			41	14,6	± 1,0	10,9	± 1,2
			20	24,8	± 2,0	18,6	± 2,1
	TB2 selected	27	14	5,19	± 0,61	**3,88**	**± 0,56**
			32	8,28	± 0,84	6,19	± 0,81
			28	12,8	± 1,6	9,60	± 1,44
			27	20,6	± 1,8	15,4	± 1,9

Table. 2: OSL dates.

DISCUSSION and CONCLUSIONS

Pro´s:

Sedimentology: Grain size analyses provide fining-up cycles (Reicherter et al., 2010). The base of the deposit is irregular and channelized (Reicherter et al., 2010). We observed a landward thinning of the deposit in GPR (Koster and Reicherter, 2013). Microfaunal remains suggest an open marine origin of the deposit. „Cleaned“ interface between bedrock and deposit. Coarse-grained base with imbricated clasts (paleocurrent seaward). On the recent beach white sands, but in the marsh organic-rich deposits and clays. Geochemical analyses provide evidence for element enrichment in the suspect tsunamigenic layer (Koster and Reicherter (2013, this volume). We further report sedimentary features such as armoured mud balls or clast-buttered clay clasts, which have not been previously described in the literature as paleotsunamis features (Fig. 4)

The age dating biases somewhat the Holocene tsunami catalogue of Lario et al. (2011), but two possible events are described between 4000 and 5000 y BP.

Contras:

Soil formation with polygonal structures is advanced: this would suggest a longer time interval for soil formation (alteration) and hence suggest an older age for the deposits (however, the soil may be reworked and pre-altered before tsunamigenic reworking).

Where are other tsunamigenic deposits from younger events? (Probably the following events are not efficient or strong enough.

Deposits are Pleistocene or older, environment could be lagoonal? This would imply significant uplift, but the coast is subsiding in this area, as the MIS 5e terraces are found at +3m above mean sea level. Also, along the coast there almost no marine lagoons developed.

So, our conclusion is that most probably we have found remains of a 4000-5000 year old tsunamigenic deposit, which affected the Atlantic coast of Andalucia, and not the 1755 AD Lisbon tsunami as suggested in Reicherter et al. (2010). This contrasts the findings of Cuven et al. (2013) in the Los Lances area. Although all deposits may be reworked during the very strong 1755 AD Lisbon tsunami, but could not be proven by dating or other methods yet.

Fig.4: “ball”-like structures in the tsunami deposit, center show detail from top photo.

REFERENCES

Cuven, S., Paris, R., Falvard, S., Miot-Noirault, E., Benbakkar, M., Schneider, J.-L., Billy, I., 2013. High resolution analysis of a tsunami deposit: Case-study from the 1755 Lisbon tsunami in southwestern Spain, Marine Geology, doi: 10.1016/j.margeo.2013.02.002.

Koster, B., Reicherter, K., 2013. Expanded sedimentological and geophysical investigations on palaeotsunami deposits near Barbate and Zahara de los Atunes (Gulf of Cádiz, southern Spain). This volume.

Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L., Silva, P.G., Bardaji, T., Cabero, A., Dabrio, C.J., 2011. Holocene paleaeotsunami

catalogue of SW Iberia. Quat. Int., 242, 196-200, doi: 10.1016/j.quaint.2011.05.001.

Reicherter, K., Vonberg, D., Koster, B., Fernández-Steeger, T., Grützner, C., Mathes-Schmidt, M., 2010. The sedimentary inventory of tsunamis along the southern Gulf of Cádiz (southwestern Spain). Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl. 54/3: 147-173.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank Tom Rockwell, Beverly Goodmann, Kurt Decker, Niklas Mörner, Pablo Silva (also for reviewing the abstract, and the Spanish abstract – gracias, Don Pablen), Christoph Grützner, Franziska Facius and Andreas Vött for discussion in the field, thanks are extended to Alex Hilgers for OSL dating.

THE HOLOCENE PALEOENVIRONMENTAL RECONSTRUCTION OF THE RIA FORMOSA LAGOON SYSTEM (SW IBERIA PENINSULA): FORAMINIFERA BASED STUDY

Laura Pereira[1], Ana Gomes[1], Tomasz Boski[1], Carlos Sousa[1], Dorota Szalaj[1], Simon Connor[2]

(1). *Centre for Marine and Environmental Research (CIMA), University of Algarve, Campus de Gambelas, 8005-139 Faro, Portugal, lfpereira@ualg.pt*

(2). *School of Geography and Environmental Science, Faculty of Arts, Monash University, Clayton VIC-3800, Australia*

Abstract: *The fossil foraminifera assemblages of the Ria Formosa Lagoon has been studied in two sediment cores collected in the system. Four distinct assemblages were identified along the analyzed cores, each one of them characteristic of a different Foraminiferal Indicator of Marine Influence (FIMI). The variation of FIMI indicates the presence marine environment between ca. 9500- 3000 cal. yr. B.P. as a result of the postglacial sea-level rise. From 3000 cal. yr. B.P. until present, occurred an ecological shift to a most confined salt-marsh environment, probably as a result of progressive enclosing of the lagoons behind the barrier islands and silting of this semi enclosed body. The referred shift is inferred mainly from the increase in the abundance of the salt-marsh species Jadammina macrescens and Trochammina inflata and the decrease of the low intertidal species Ammonia tepida and Haynesina germanica that provoked an alteration in the FIMI.*

Key words*:* Iberian Peninsula; Ria Formosa Lagoon; Paralic environments; Foraminifera.

INTRODUCTION

Paralic environments occur at the transition between marine and continental realms- estuarine, coastal lagoons, marshes and coastal zones (Debenay *et al*, 2000). The properties of paralic waters depend on the intensity of marine influence. The degree of marine influence is named by Debenay, (1995) as confinement and it is dependent on climatic conditions and the coastline morphology and evolution.

Foraminifera are among the more abundant and most conspicuous protozoa in most marine and brackish water habitats. Many of the foraminifers' species have durable shells (tests), which are an important component of marine and paralic sediments (Debenay, 1995; Debenay *et al*., 2000; Châtelet *et al*., 2004). Their mineralized tests remain in the sediments and give an average picture of the assemblages, and therefore of the ecologic conditions, despite the great annual or even inter annual variability (Barbieri, *et al*., 2006; Châtelet *et al*., 2004). As so foraminifera are excellent tools for reconstruction of the environmental history of a site.

Based on the foraminiferal assemblages, a Foraminiferal Indicator of Marine Influence (FIMI) was established in Boski *et al*. (2008). The Indicator ranges from 1, in high salt marsh environments with an assemblage exclusively by agglutinated foraminifera, to 4, in mud flat/channel environments in which the foraminiferal assemblage is entirely calcareous, containing numerous shelf species and also planktonic species. Intermediate values are defined according to the proportions between agglutinated and calcareous species.

The main goal of this work is to reconstruct the Holocene environmental evolution of the Ria Formosa Lagoon based on the paleoassociations of benthonic foraminifera.

LOCATION AND DESCRIPTION OF THE STUDY AREA

Fossil foraminiferal assemblages have been studied in two sediment cores (RF1 and RFM21, Figure 1),

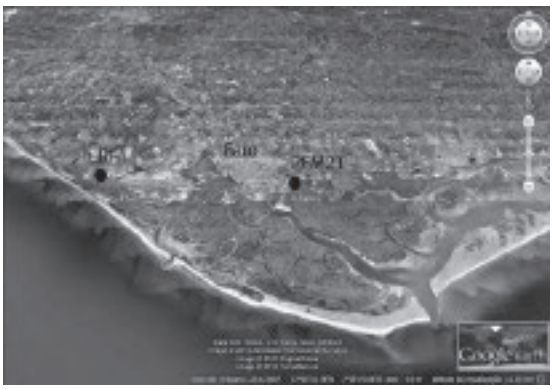


Fig.1: *Satellite image of the study area in the Southwestern Iberian Peninsula, and the boreholes sites* RF1 and RFM21, in the Ria Formosa lagoon system.

collected in the saltmarsh area of the Ria Formosa lagoon, Portugal, Southwestern Iberia Peninsula. The core locations are 37º1'5.59''N, 7º59'48.15''W (RF1) and 37º0'50.70''N, 7º54'50.11''W (RFM21).

Ria Formosa lagoon system is located in southwest of Iberian Peninsula and is separated from the sea by a number of sandy barrier islands which run parallel to the coast. It has 55 km in length and stretches from Ancão to Cacela. Reaches a maximum width of

6 km from Faro to Cape Santa Maria, and has a total area of about 11,000 hectares. The tidal range is about 2m (Calvário, 1986). The salinity of the water has a certain regularity (Andrade, 1985), with higher mean values in August, between 35.0 and 37.7 ‰, and lowest in February, between 26.8 and 35.0 ‰, as described by Ataíde and Benoliel (1979). The same authors state that the temperature of the water presents, as the salinity values lower in February between 13.7 and 15.9 ° C and higher in August between 23 and 27°C.

MATERIALS AND METHODS

RF1 is a mechanic core and reaches 24,20 meters of depth and RFM21 was drilled by a manual hand auger and reaches 8,60 meters of depth. The mechanic core was sectioned in two halves. One halve was archived and another sampled. The manual core was sampled in the field. In both cores the samples were collected according to the sedimentological variation.

For the foraminiferal analysis about 10cc of sediment were collected, and this samples were sieved through 500 and 63µm sieves after decanting away organic debris. After sieving, samples with a high sand content were dried and the sediment sprinkled with carbon tetrachloride to float off the foraminifera. Samples with large total numbers of foraminifera were divided with a modified plankton splitter (Scott and Hermelin, 1993), which divided the sample into eight equal parts in order to reduce the total number of individuals to statistically representative count of 300-400. In samples with few identifiable foraminifera, however, 100 individuals were considered to be sufficient (Fatela and Taborda, 2002). Processed samples were examined under a binocular microscope in a gridded, circular counting tray. From the abundance data, the following parameters were calculated: faunal density (Ni), Shannon diversity index (Hs), species dominance and agglutinated/calcareous ratio (A/C).

A stratigraphically constrained cluster (Grimm, 1987), based on the Edwards e Cavalli-Storza's distance with square root transformation of the percentage data and using the incremental sum of squares (Grimm, 2001), was used to define stratigraphic zones.

The dating's were made on shells of bivalves and gastropods as well in lyophilized sediment. Shells and sediment were previously wrapped in aluminum foil, dried in an oven at 40 º C and weighed and subsequently sent for analysis, namely Beta Analytic INC, in Miami, Florida USA. All 14C data are expressed as calibrated years Before Present (cal yr BP).

RESULTS AND DISCUSSION

The borehole RF1 is divided in three foraminiferal horizons (Figure 2).

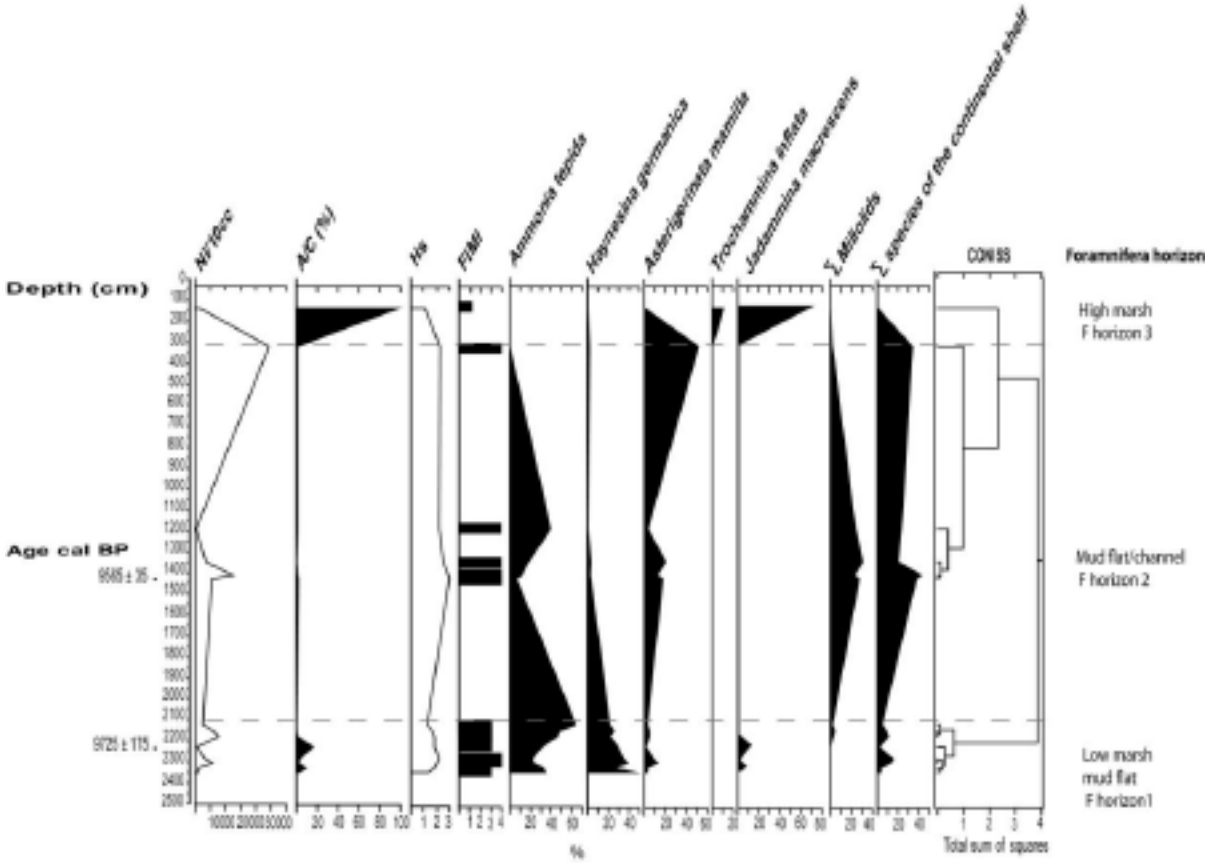


***Fig.2**: Stratigraphic representation of RF1 borehole, with depth (cm), 14C Ages (cal yr BP), Ni, A/C, Hs, FIMI, taxa relative abundances, cluster analyses and foraminiferal horizons*

Foraminifera horizon 1 (24,20-21,25m): this zone includes ten samples varying between FIMI3 (low marsh/mud flat), and FIMI4 (mud flat/channel) and two samples with no foraminifers (24,20-23,90m), but they are all included in FIMI3 (low marsh/mud flat). In FIMI3 the assemblage dominant is composed by the estuarine species *Ammonia tepida* and *Haynesina germanica*, with values of codominance higher than 60%. The mud flat/channel environment (FIMI4) is characterized by a decrease in the assemblage *Ammonia tepida-Haynesina germanica* and high diversity (with a mean valor of 2), low A/C and high values of continental shelf species, namely *Asterigerinata mamilla*, *Bolivina* spp., *Discorbis* spp., *Elphidium advenum, Fissurina laevigata* and Planktonic foraminifera. According to the available data, it is an event prior to 9725 cal yr BP.

Foraminifera horizon 2 (14,30-3,20m): this zone includes five samples of FIMI4 (mud flat/channel) and the foraminiferal assemblage suggests a transitional phase, from a low marsh (FIMI3) environment to a more marine environment (FIMI4).

The mud flat/channel environment was describes previously, although the Miliolids group is very expressive in this zone (with a mean valor of 21%), the continental shelf species reaches values very high (with a mean valor of 31%) and high values of diversity (with a mean valor of 2,56). According to the available data, this phase started around 9565 cal yr BP.

Foraminifera horizon 1 (1,40m): this zone constituted by one sample, the most recent sample in the borehole; this zone (FIM2) indicates a very confined environment, typically from high marsh, through the dominance of the agglutinated species *Jadammina macrescens* and *Trochammina inflata* with *Arenoparrella Mexicana* and inner linings occurred as a secondary taxa and a low value of *Ammonia tepida*. The change of microfauna in relation to the previous zones indicates a declining of marine influence, starting around 3000 cal yr BP and it's probably due to the formation of the lagoon.

The borehole RFM21 is divided in two foraminiferal horizons (Figure 3).

Foraminifera horizon 1 (8,60-1,25m): this zone includes twenty-three samples varying FIMI3 (low marsh/mud flat) and FIMI4 (mud flat/channel). This Foraminifera horizon was sub-divided in to three sub Foraminifera horizons according to the species content, but they are all included in FIMI4 (mud flat/channel). The low marsh environment is characterized by *Ammonia tepida* and *Haynesina germanica* association (> 60%) and *Elphidium* spp. (*Elphidium gunteri*, *Elphidium poeyanum*) are considered secondary taxa. The mud flat/channel environment (FIMI4) is characterized by more marine influence and is expressed by a decrease in abundance of the estuarine species (*Ammonia tepida* and *Haynesina germanica*) and an increase of continental shelf species (*Asterigerinata mamilla*, *Bolivina* spp., *Elphidium advenum*, *Elphidium gerthi*, *Discorbis* spp., *Fissurina laevigata*, *Cornuspira involvens* and *Lagena laevis*), the group of Miliolids and diversity values. According to the available data, it is an event occur around 7335 cal yr BP.

Foraminifera horizon 2 (95-30 cm): this zone includes three samples, with one sample of FIMI3 (low marsh/mud flat) and two samples of FIMI2

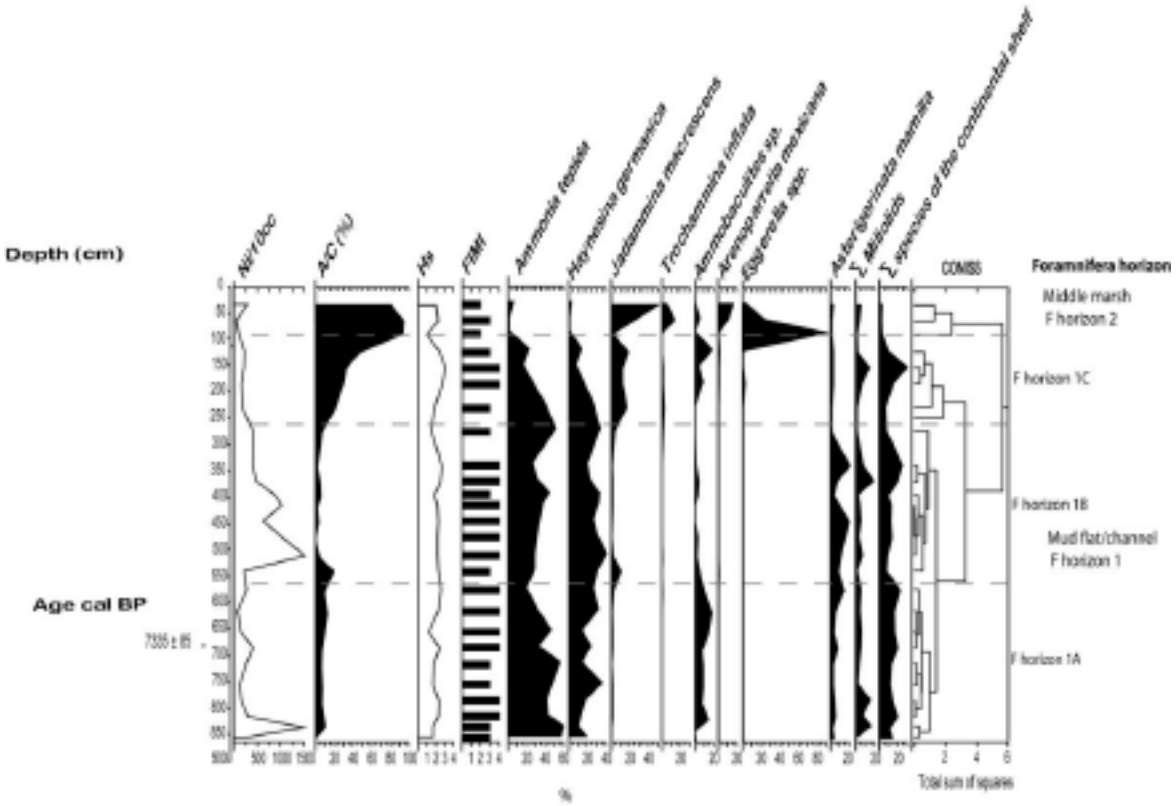


Fig. 3: Stratigraphic representation of RFM21 borehole, with depth (cm),14C Ages (cal yr BP), Ni, A/C, Hs, FIMI, taxa relative abundances, cluster analyses and foraminiferal horizons

(middle marsh environment), however considering the context they were all included in FIMI2. The middle marsh environment (FIMI2) is characterized by the presence of *Jadammina macrescens* (average 71.8%) *Eggerella* spp. (*Eggerella* cf. *advena, Eggerella* cf. *bradyi* and *Eggereloides scamber*) (average 38.6%), *Trochammina inflata* (average 20.3%) and *Arenoparrela mexicana* (average 11.7%) and the low expression of *Ammonia tepida* and *Haynesina germanica* (7.2%) and high A/C, which are characteristic from a salt marsh environment, probably identical to the current environment.

The sequence of these palaeoenvironments suggests the passage of a marine environment to an environment of middle marsh, where there is a change of ecological species subject to greater influence for marine species typical of saltmarsh environments, which can be translated by a marine regression. This ecological change occur around 3000 yr cal BP.

CONCLUSIONS

The analysis of benthic foraminifera assemblage in two sedimentary records from the Ria Formosa lagoon system enabled us to identify four distinct paleo-environments that during the Holocene, each classified in terms of Foraminifera Indicator of Marine Influence (FIMI).

The variation of FIMI indicates the beginning of marine environment between ca. 9500- 3000 cal. yr. B.P. From 3000 cal. yr. B.P. until present, occurred an ecological shift to a most confined salt-marsh environment, probably as a result of progressive enclosing of the lagoons behind the barrier islands and silting of this semi enclosed body.

Acknowledgements: This work was funded by SIHER project (Processos de Preenchimento Sedimentar e a Evolução Holocénica do Sistema Lagunar da Ria Formosa) PTDC/CTE-GIX/112236/2009

REFERENCES

Andrade, J. P. (1985). *Aspetos geomorfológicos, ecológicos e socioecológicos da Ria Formosa.* Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Cientifica, Universidade do Algarve, Faro, 91 p.

Ataide, J. C. and Benoliel, J. M. (1979). *Contribuição para o estudo da poluição da água na Ria Formosa.* Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Cientifica, Universidade do Algarve, Faro, 91 p.

Barbieri, R., Hohenegger, J. and Pugliese, N. (2006). Foraminifera and Environmental Micropaleontology. *Marine Micropaleontology* 61, 1-3.

Boski, T., Camacho, S., Moura, D., Fletcher, W., Wiliamowski, A. Veiga-Pires, C., Correia, V. Loureiro, C. and Santana, P. (2008). Chronology of the sedimentary processes during the postglacial sea level rise in two estuaries of the Algarve coast, Southern Portugal. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, nº77, 230-244.

Calvário, J. R. (1986). *Contribuição para o estudo ecológico do Sistema Lagunar da Ria Formosa.* Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Cientifica, Universidade do Algarve, Faro, 204 p.

Châtelet, E. A., Debenay J-P. and Soulard, R. (2004). Foraminiferal proxies for pollution monitoring in moderately polluted harbors. *Environmental Pollution,* 127, 27–40.

Debenay, J-P. (1995). Can the confinement index (calculated on the basis of foraminiferal populations) be used in the study of coastal evolution during the Quaternary? *Quaternary International*, vol. 29/30, 89-93.

Debenay, J-P., Guillou, J-J., Redois, F. and Geslin, E., (2000). Distribution Trends of Foraminiferal Assemblages in Paralic Environments. *Environmental Micropaleontology*, vol. 15 of Topics in *Geobiology*, Kluwer Academic, New York, 39-67.

Fatela, F. and Taborda, R. (2002). Confidence limits of species proportions in microfossil assemblage. *Marine Micropaleontology*, 45, 169-174.

Grimm, E. C. (1987). Coniss: A Fortran 77 Program for Stratigraphically constrained Cluster Analysis by the Method of Incremental Sum of Squares. *Computers* & *Geosciences* vol. 13, nº.1, 13-35.

Grimm, E.C. (2001). TGView. Research and Collection Center, Illinois State Museum.

Scott, D. B. and Hermelin, J. O. R. (1993). A device for precision splitting of micropaleontological samples in liquid suspension. *Journal of Paleontology*, 67 (1), 151-154.

HOLOCENE HISTORY OF RIA FORMOSA COASTAL LAGOON SYSTEM (SOUTHERN PORTUGAL): BOREHOLE EVIDENCE AND THREEDIMENSIONAL PALEOTOPOGRAPHY

C. Sousa (1), T. Boski (1), A. Gomes (1), L. Pereira (1), J. Lampreia, S. Oliveira (1)

(1) Centre for Marine and Environmental Research (CIMA), University of Algarve, Campus de Gambelas, 8005-139 Faro, Portugal. cssousa@ualg.pt

Abstract (Holocene history of Ria Formosa coastal lagoon system, southern Portugal: borehole evidence and threedimensional paleotopography): *A paleotopographic model of Ria Formosa is presented based on two borehole campaigns and a systematic comparison with previous works, revealing the existence of a complex network of fluvial valleys. Vertical sediment profiles showed a mosaic of changing depositional environments, resulting from local hydrodynamics, sedimentary sources and, to an extent, by the structurally inherited accommodation space. Sedimentological, geochemical and micropaleontological data were put in the context of an age model obtained from ^{14}C datings, pointing to the existence of an estuarine environment subjected to a rapid coastal flooding from ca. 10000 to 7500 cal. years B.P., followed by a period of infilling in an increasingly confined coastal lagoon environment.*

Key words*: Ria Formosa coastal lagoon, pre-Holocene paleotopography, transitional environments*

INTRODUCTION

In general terms, coastal systems geomorphology results from the interaction between sediment availability, both terrestrial and marine, and its transport mechanisms, dictated by fluvial and marine hydrodynamics (Carter and Woodroffe, 1994). Sea level plays therefore an important role.

Although with different global patterns, the Tardiglacial to early-Holocene period was marked by a rapid sea level rise rate, reaching an early to mid-Holocene inflexion point on which it slowed down substantially (Fairbanks, 1989; Pirazzoli and Pluet, 1991; Smith et al., 2011). This deceleration constitutes the base level for a generalized worldwide coastal modification (Stanley, 1995).

In the Atlantic Iberian coastal systems, deposition begun as a result of the Tardiglacial/early-Holocene marine transgression, inundating and quickly infilling deeply incised Pleistocene river valleys such as Guadiana (Boski et al., 2008), Guadalquivir (Dabrio et al., 2000) and Tejo (Vis et al., 2008). During this phase, vertical accretion dominated the depositional environment (e.g. Delgado et al., 2012). The following period from mid-Holocene until present, having the sea level reached a high stand between 6500 and 5600 years BP (Dabrio et al., 2000; Moura et al., 2007). Sedimentation rates were reduced (Delgado et al., 2012; Lario et al., 2002), pointing to a change in sedimentary dynamics. Subsequent evolution assumed a more regional and complex pattern with new coastal features emergence such as sand barriers, spits and coastal lagoons (Dias et al., 2000).

Despite its size, socio-economic importance and Natural Park status, the knowledge of Ria Formosa's formation and subsequent evolution is still very incomplete. Previous works suggested models dictated by barrier island migration towards the continent during the rapid transgression phase, later reworked by extreme events and prevailing hydrodynamic conditions (Andrade et al., 2004; Bettencourt, 1994; Pilkey et al., 1989). Although it is implied that the general architecture of the barrier chain may reflect the inherited shelf morphology, none of the previous models completely explains the present-day triangular shape of Ria Formosa.

As such, present work intends to contribute to the reconstruction of the Holocene geomorphological development of Ria Formosa. A greater emphasis was given to the underlying paleosurface and to the sediment infill architecture.

BACKGROUND

The Ria Formosa is a costal lagoon enclosed behind a system of five barrier islands and two spits, extending nearly 55km. Its unusual triangular shape elongates ca. 6km in front of Faro. The mesotidal, semidiurnal tidal regime ranges between an average of 2.8m and 1.3m for spring and neap tides respectively, although ranges of 3.5m can be reached (Pacheco et al., 2008). Since the beginning of the 20th century, land reclamation takes place, modifying the maximum tidal range (Arnaud-Fassetta et al., 2006). The Ria Formosa system is characterized by a large intertidal unit (ca. 90% of its area), predominating large salt marshes, sand and muddy flats, and a complex channels network (Andrade et al., 2004). The bordering central land unit is composed of Plistocene red sand with a few rounded pebbles of quartz and iron nodules (Chester, 2012), cut through by several tributaries paleovalleys.

METHODS

Two borehole campaigns were carried out performing 41 manual Auger and 5 mechanical coring sites (RFM and RF codes respectively). Site

selection mainly followed the axes of terminal stretches of existing tributary valleys (fig. 1). Manual cores were photographed and described *in situ*, annotating stratigraphy, colour, textural class, sedimentary features, visible organic content, and preserved mollusk shells or bioclasts. Core length ranged between 8.6m and 1.55m with a diameter of ca. 35mm. On average, samples were collected and preserved every 0.8m. Mechanical cores were integrally preserved in laboratory, ranging between 26.5m and 11m in length with a diameter of 102mm. Mechanical cores were split longitudinally in two halves, recording the same macroscopic information as in the manual cores. On average, samples were collected every 0.6m. All samples were later used for ^{14}C AMS dating and for sedimentological, geochemical and micropaleontological analysis after careful selection. Core data was incorporated in log profiles using LogPlot®7 and RockWorks®15. Borehole location and elevation was recorded with a Trimble®R6 GPS Receiver.

In order to reconstruct the Ria Formosa underlying substrate surface, available datasets were georreferenced and matched in ArcGIS®10, using PT- TM06/ETRS89 datum and corrected in terms of vertical elevation to mean sea level. Where possible, the Plistocene/unconsolidated sediments contact layer was identified in the aforementioned boreholes and in other borehole campaign sources (Bettencourt, 1994; Andrade et al., 2004; Faro's Airport geotechnical surveys, n.d.). Offshore rocky outcrops location, late 19th century maximum tidal range, and actual topobathymetric digital elevation model of Ria Formosa (unpublished data) were also combined. A hydrologically corrected three-dimensional paleotopography was then interpolated, minimizing sinks or depressions.

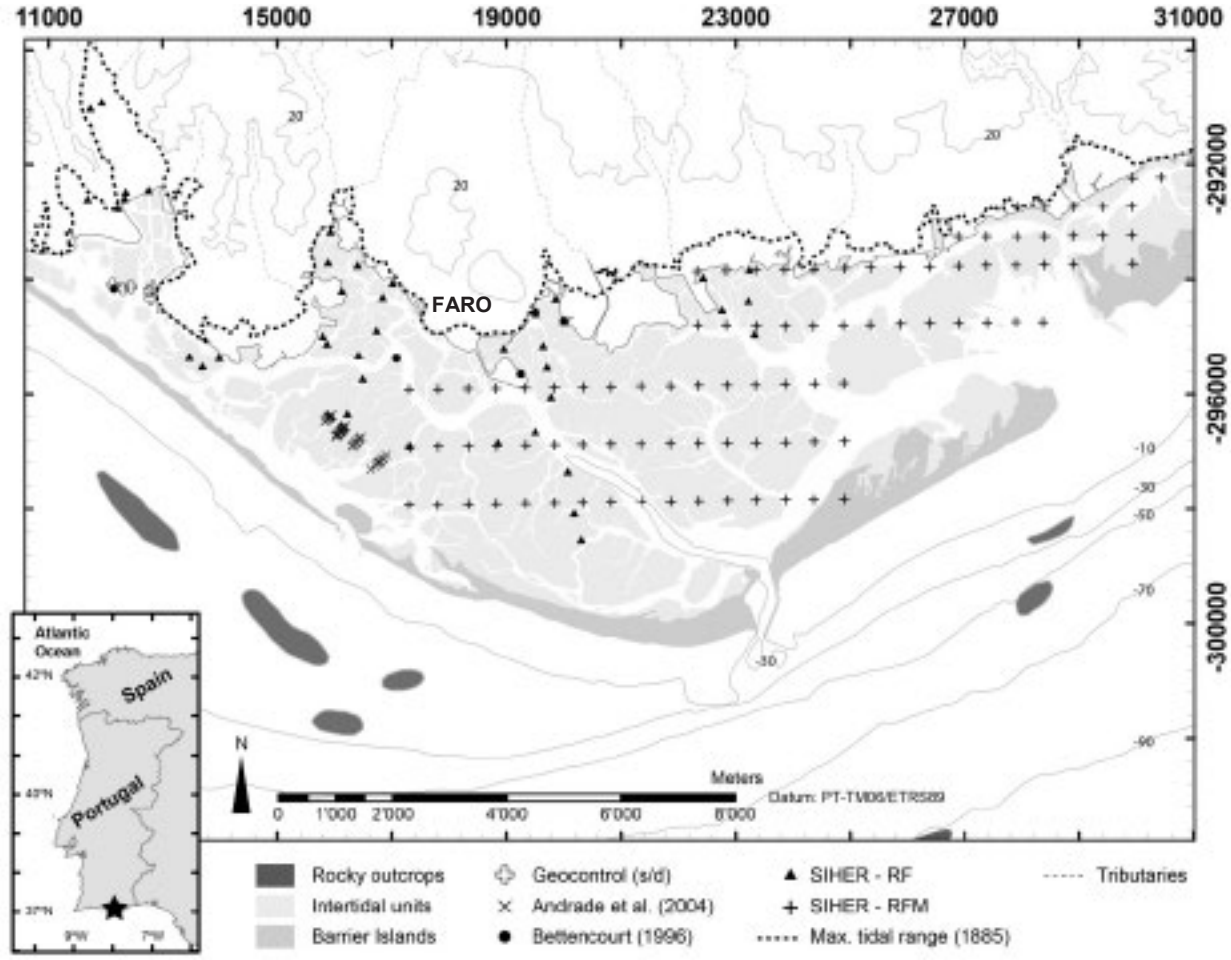


Fig. 1: Location map showing central part of Ria Formosa, highlighting: boreholes sites; main morphosedimentary units; topobathymetric isolines; maximum tidal range (actual and in 1885); and tributaries valleys. Note that some tributaries were realigned through land reclamation.

RESULTS AND DISCUSSION

The paleotopography digital terrain model based on, existing borehole data and extrapolation of surface geomorphic features, shows a more complex than expected network of fluvial paleovalleys, following the discharge position of today's tributaries (fig.2). Five major talwegs can be individualized until the -20m isoline. Not surprisingly, nowadays main tidal channels of Ria Formosa gently follow the paleotalwegs, namely in the esteiro de Ramalhete and canal de Faro-Olhão. The most striking feature is the existence of two extended platforms until the -30m range, separated by the central talweg, both NW-SE oriented. Terrain elevations stand out over these platforms, generating river paleovalley diversion in front of Faro.

This inherited geomorphological architecture allowed the tailoring of different hydrodynamic settings, which ultimately would lead to segmented sedimentary bodies with particular deposition environments.

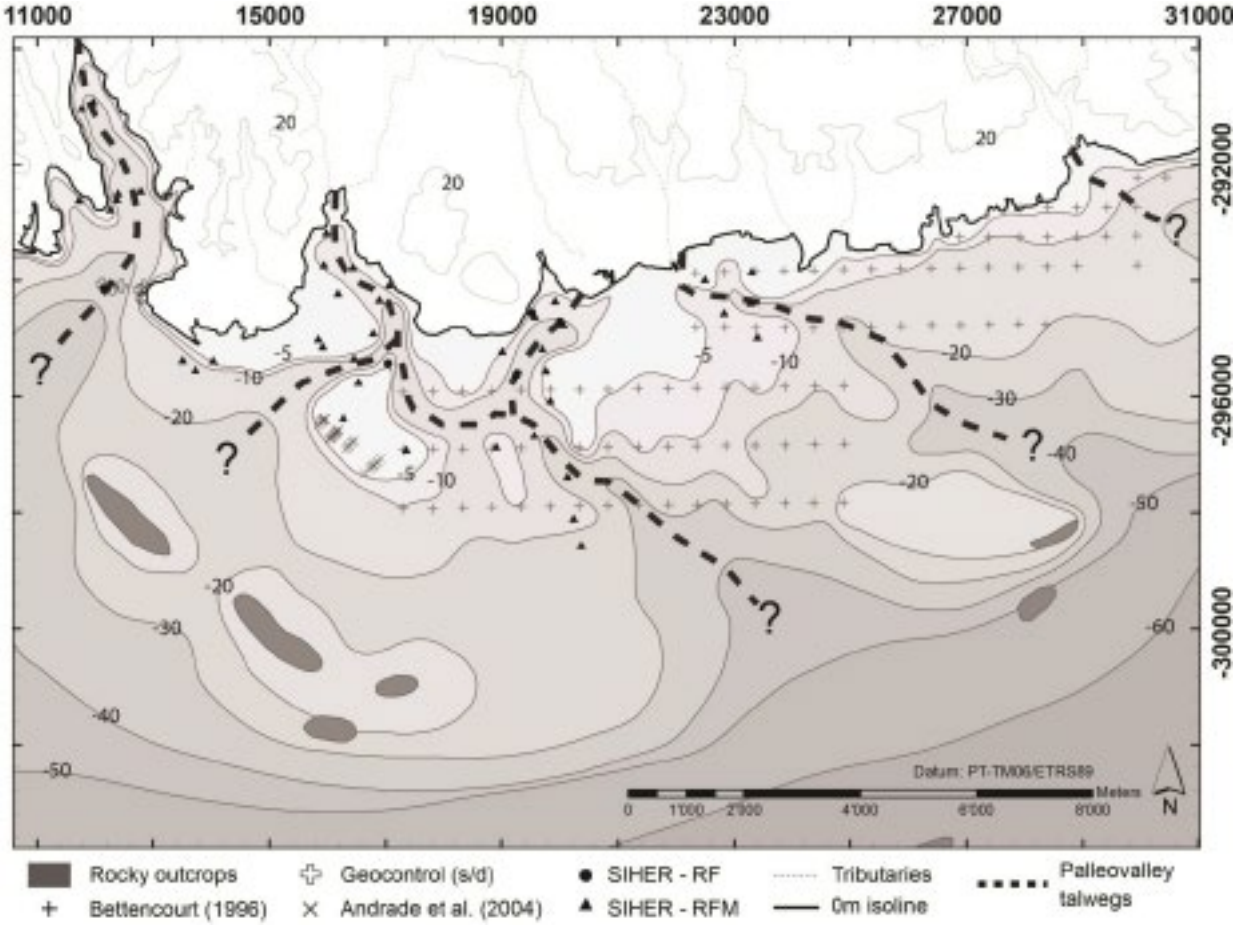


Fig. 2: Paleotopography digital terrain model map of Ria Formosa central part. In 95 out of 211 of the cores the identification of the underlying Pleistocene substrate was possible. In the remaining 116 the limit was considered 2m bellow the total core depth.

Visual interpretation of sediment facies in the 45 boreholes allowed the identification of at least two major depositional areas. At west, the ribeira de S. Lourenço paleovalley, shows a transitional environment, starting in a lower energy estuarine setting. A higher energy open estuary environment follows, dominating sand facies that changes to a lower energy setting, with clayey silts deposition. Finally, sand facies become dominant, indicating a new change in the environmental setting, most likely due to a total breaching of the preceding enclosed estuary. Preliminary analysis of micropaleontological content (Pereira et al., 2013; Gomes et al., 2013 – this issue) indicate a estuarine setting in the first phase, that changes to a more open estuary setting, persisting until the last ca.1,5m.

In the central part of Ria Formosa, fluvial paleovalleys appear to have a more narrow and incised nature (fig.2), allowing the neighboring areas to infill in a much lower energy setting, with continuous profiles of clayey silt. Micropaleontological content (Pereira et al., 2013 – this issue) point to great sea water exchange rate between these sheltered areas and the open sea.

The nearly 20 samples collected for ^{14}C AMS dating (namely mollusks shells or organic debris preserved in the sediment) mark the first stage of the Ria Formosa infill between ca. 10.000 years cal. BP and 7.500 years ca. BP (fig.3). During this phase, the rapid early Holocene transgression is expressed by at least 5.4mm/year deposition rate, a value significantly similar to the recently proposed regional sea level rise models (Boski et al., 2008; Delgado et al., 2012).

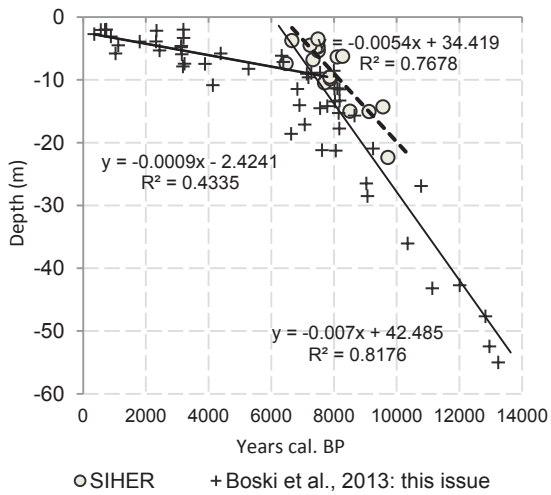


Fig. 3: Depth/Age model for SW Iberian Peninsula. Solid lines consider a 6500 years cal. BP regression inflexion moment. Dotted line represents only the Depth/Age regression in Ria Formosa.

Although with no datable element, the following phase is marked by a much slower depositional rate. It is unclear what this cause of this absence. Different sediment erosion or reworking might be at the source of this problem.

Matching the proposed regional sea level rise rate with the paleotopography three-dimensional model it is possible to simulate the mean sea level position in different Holocene chronological snapshots (fig.4). The aforementioned major depositional areas become more evident. The rapid early Holocene transgression quickly floods most of the immerse features. By ca. 5.000 years cal. BP (fig.4-5), sea level was close to its present position. It is assumed that during this time the coastal lagoon begins to acquire its present shape. The existence of a large and deep paleovalley in the outer reach of Ria Formosa must have proved to be a natural obstacle to the W-E oriented longshore sediment drift. Barrier island system must have attained its current outline after the infill of this paleovalley, lagging the enclosure of the coastal lagoon some thousand years. Micropaleontological data (Pereira et al., 2013; Gomes et al., 2013 – this issue;) suggest an ecological shift in the 3.000 years cal. BP horizon, with a greater predominance of brackish species, thus implying a enclosement of the coastal system.

CONCLUSIONS

This work presents a first approach to the multiproxy interpretation of the Ria Formosa Holocene geomorphological evolution. None the less it corroborates and fits to the sea level rise model for the southwestern Iberian Peninsula, clearly divided in two main phases: (i) rapid rise and flooding of coastal features in the Tardiglacial to early Holocene period; and (ii) drastic deceleration of sea level rise rate to values similar to nowadays.

Still major tasks lie ahead, being required to further include other sources of data in a single Holocene reconstruction storyline, specifically by analyzing in more detail the collected sedimentological, geochemical, micropaleontological samples.

The interpretation of the sedimentary record archives in coastal environments, embracing the Tardiglacial to Holocene period, proves to be a valuable resource for coastal dynamics reconstruction and future evolution extrapolation.

Acknowledgements: This work was funded by SIHER project (Processos de Preenchimento Sedimentar e a Evolução Holocénica do Sistema Lagunar da Ria Formosa) PTDC/CTE-GIX/112236/2009 and by the European Commission Erasmus Mundus Joint Doctorate fellowship in Marine and Coastal Management (MACOMA).

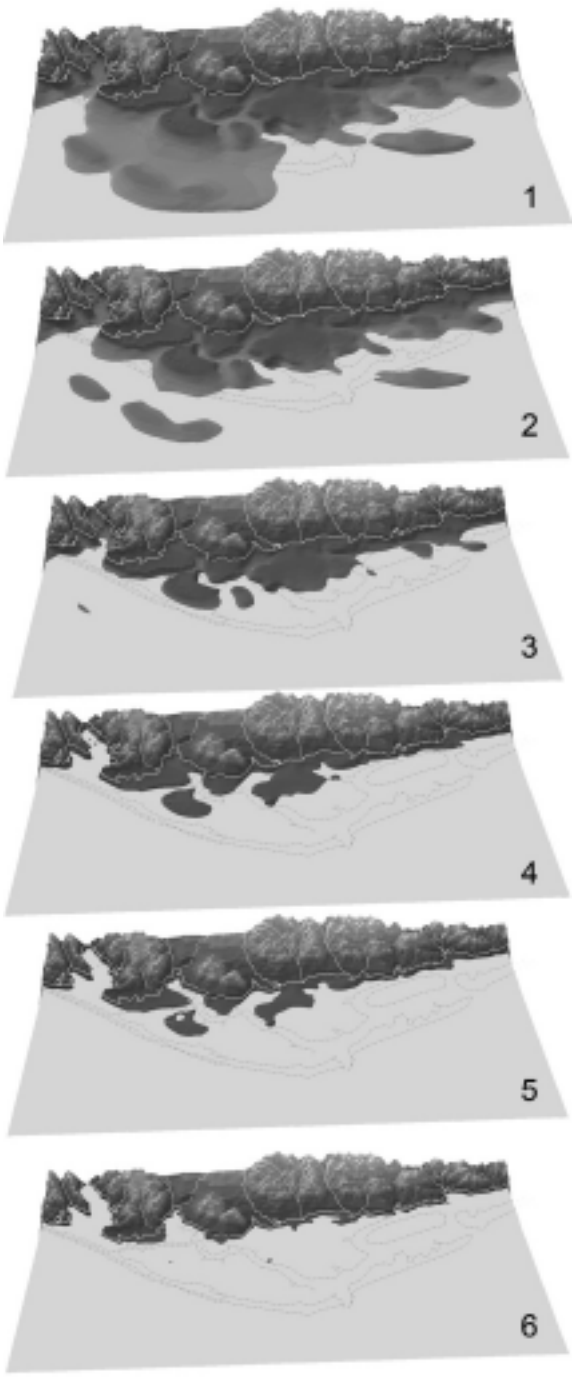


Fig. 4: Simulation of Ria Formosa Holocene sea level rise using paleotopography surface model. Sea level position is inferred as an approximate value according to Delgado et al. 2012. 1: ca. 10.000 years BP; 2: ca. 9.000 years BP; 3: ca. 8.000 years BP; 4: ca. 7.000 years BP; 5. ca. 5.000 years BP; 6: ca. 3.000 years BP. Dotted lines outline present day barrier islands position and main tidal channels.

References

Andrade, C., Freitas, M.C., Moreno, J., Craveiro, S.C., (2004). Stratigraphical evidence of Late Holocene barrier breaching and extreme storms in lagoonal sediments of Ria Formosa, Algarve, Portugal. *Marine Geology* 210, 339-362.

Arnaud-Fassetta, G., Bertrand, F., Costa, S., Davidson, R., (2006). The western lagoon marshes of the Ria Formosa (Southern Portugal): Sediment-vegetation dynamics, long-term to short-term changes and perspective. *Continental Shelf Research.* 26, 363-384.

Bettencourt, P., (1994). Les Environnements Sédimentaires de la Côte Sotavento (algarve, Sud Portugal) et leur Évolution Holocène et Actuelle. Université de Bordeaux, Bordeaux, p. 98.

Boski, T., Moura, D., Sousa, C., Gomes, A., Pereira, L., Oliveira, S., Santana, P. (2013) Mudança do nivel do mar no golfo de Cadiz durante o Plistocénico tardio e Holocénico. *This issue*, VIII Reunión de Cuaternario Ibérico.

Boski, T., Camacho, S., Moura, D., Fletcher, W., Wilarnowski, A., Veiga-Pires, C., Correia, V., Loureiro, C., Santana, P., (2008). Chronology of the sedimentary processes during the postglacial sea level rise in two estuaries of the Algarve coast, Southern Portugal. *Estuarine Coastal and Shelf Science* 77, 230-244.

Carter, R.W.G., Woodroffe, C.D., (1994). *Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge ; New York.

Chester, D.K., (2012). Pleistocene and Holocene geomorphological development in the Algarve, southern Portugal. *Geomorphology* 153–154, 17-28.

Dabrio, C.J., Zazo, C., Goy, J.L., Sierro, F.J., Borja, F., Lario, J., González, J.A., Flores, J.A., (2000). Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cadiz, Southern Spain). *Marine Geology* 162, 381-404.

Delgado, J., Boski, T., Nieto, J.M., Pereira, L., Moura, D., Gomes, A., Sousa, C., García-Tenorio, R., (2012). Sea-level rise and anthropogenic activities recorded in the late Pleistocene/Holocene sedimentary infill of the Guadiana Estuary (SW Iberia). *Quaternary Science Reviews* 33, 121-141.

Dias, J.M.A., Boski, T., Rodrigues, A., Magalhães, F., (2000). Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present — a synthesis. *Marine Geology* 170, 177-186.

Fairbanks, R.G., (1989). A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342, 637-642.

Gomes, A., Pereira, L., Boski, T., Moura, D., Connor, S., Sousa, C., Oliveira, S., Santana, P. (2013) O registo de diatomáceas e foraminíferos da Ria Formosa (Sul da Península Ibérica): uma contribuição para a compreensão da evolução Holocénica do sistema lagunar. *This issue*, VIII Reunión de Cuaternario Ibérico.

Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Borja, F., Silva, P.G., Sierro, F., González, A., Soler, V., Yll, E., (2002). Changes in sedimentation trends in SW Iberia Holocene estuaries (Spain). *Quaternary International* 93-94, 171-176.

Moura, D., Veiga-Pires, C., Albardeiro, L., Boski, T., Rodrigues, A.L., Tareco, H., (2007). Holocene sea level fluctuations and coastal evolution in the central Algarve (southern Portugal). *Marine Geology* 237, 127-142.

Pacheco, A., Vila-Concejo, A., Ferreira, O., Dias, J.A., (2008). Assessment of tidal inlet evolution and stability using sediment budget computations and hydraulic parameter analysis. *Marine Geology* 247, 104-127.

Pereira, L., Gomes, A., Boski, T., Sousa, C., Szalaj, D., Connor, S. (2013) The Holocene paleoenvironmental reconstruction of the Ria Formosa lagoon system (SW Iberia peninsula): foraminifera based study. *This issue*, VIII Reunión de Cuaternario Ibérico.

Pilkey, O.H., Neal, W.J., Monteiro, J.H., Dias, J.M.A., (1989). Algarve barrier Islands; A Noncoastal-Plain system in Portugal. *Journal of Coastal Research* 5.

Pirazzoli, P.A., Pluet, J., (1991). *World Atlas of Holocene Sea-Level Changes*. Elsevier.

Smith, D.E., Harrison, S., Firth, C.R., Jordan, J.T., (2011). The early Holocene sea level rise. *Quaternary Science Reviews* 30, 1846-1860.

Stanley, D.J., (1995). A global sea-level curve for the late Quaternary: the impossible dream? *Marine Geology* 125, 1-6.

Vis, G.-J., Kasse, C., Vandenberghe, J., (2008). Late Pleistocene and Holocene palaeogeography of the Lower Tagus Valley (Portugal): effects of relative sea level, valley morphology and sediment supply. *Quaternary Science Reviews* 27, 1682-1709.

O REGISTO DE DIATOMÁCEAS E FORAMINIFEROS DA RIA FORMOSA (SUL DA PENÍNSULA IBÉRICA): UMA CONTRIBUIÇÃO PARA A COMPREENSÃO DA EVOLUÇÃO HOLOCÉNICA DO SISTEMA LAGUNAR

A. Gomes (1), L. Pereira (1), T. Boski (1), D. Moura (1), S. Connor (2), C. Sousa (1), S. Oliveira (1), P. Santana (1)

(1) Centro de Investigação Marinha e Ambiental (CIMA), Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, 8005-139 Faro, Portugal. aisgomes@ualg.pt
(2) School of Geography and Environmental Science, Faculty of Arts, Monash University, Clayton VIC-3800, Australia.

Abstract (A diatom and foraminifera record from the Ria Formosa Lagoon (SW Iberian Peninsula): its contribution to understanding the Lagoon's Holocene evolution): *As part of a multi-proxy study to reconstruct the Holocene evolution of the Ria Formosa Lagoon, diatom and foraminifera assemblages were analyzed in a ca. 24.6-m-deep borehole, which crossed the entire infill sequence of the local paleovalley. Except in a few samples, diatom assemblages were generally poorly preserved, whereas foraminiferal assemblages were mostly well preserved. In the core depths interval from 23.5 and 3.2 m, both proxies indicate a marine environment installed during the progressive flooding of the fluvial valley during the Holocene. Above 3.2-m, both proxies converge, indicating a mid-intertidal environment, increasingly confined during the enclosing of the lagoonal system.*

Palavras chave: Ria Formosa, Diatomáceas, Índice de Foraminíferos de Influencia Marinha, Portugal.
Key words*: Ria Formosa Lagoon, Diatoms, Foraminifera Index of Marine Influence, Portugal.*

INTRODUÇÃO

Os sistemas lagunares costeiros são áreas de águas relativamente rasas, sujeitas às oscilações da maré, que estão total ou parcialmente separadas do mar por barreiras geralmente de areia ou cascalho (Bird, 2008). Estes sistemas morfológicos constituem entre 10 a 15% das zonas costeiras mundiais (Bettencourt, 1994; Dias et al., 2009). A Ria Formosa é um sistema lagunar de elevado valor económico e ecológico. Considera-se que a sua formação foi devida à migração das barreiras de areia na direção do continente durante a transgressão Holocénica e que estas atingiram a posição atual durante a estabilização no nível do mar a cota semelhante à presente, há cerca de 5000 anos calibrados B.P. (Boski et al., 2002; Moura et al., 2007). Desde então, o sistema sofreu alterações morfológicas em resposta a tempestades, tsunamis e variações no fornecimento de sedimentos pela deriva litoral. Andrade et al. (2004) consideram que apesar da arquitetura geral da cadeia de ilhas barreira poder refletir a morfologia herdada da plataforma, até hoje nenhum dos modelos (ex.: Pilkey et al., 1989; Bettencourt, 1994) explica completamente a morfologia atual e a dinâmica sedimentar do sistema lagunar.

Em sistemas lagunares como a Ria Formosa, abundam microrganismos tais como as diatomáceas e os foraminíferos. Ambos os grupos de organismos são sensíveis às alterações ambientais (Vos e de Wolf, 1988; Scott et al., 2004). Assim, a análise do registo fóssil deixado pelas frústulas e carapaças, respetivamente, de diatomáceas e foraminíferos, permitirá inferir as alterações ambientais ocorridas neste sistema. Desta forma, este estudo tem como objetivo contribuir para uma melhor compreensão da evolução Holocénica da Ria Formosa, utilizando as associações de diatomáceas e de foraminíferos como indicadores de alterações ambientais.

CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A Ria Formosa é um sistema lagunar costeiro localizado no Sul da Península Ibérica. Tem cerca de 50 km de comprimento e em frente a Faro atinge a sua máxima largura (cerca de 6 km). É um Sistema mesomareal com um regime de marés semidiurno, que está separado do mar por duas penínsulas e cinco ilhas barreira. A paleotopografia sobre a qual assenta a laguna é caracterizada pela presença de vários paleovales de rios e ribeiras que dissecaram uma superfície Plistocénica relativamente plana.

METODOLOGIA

Para este estudo efetuou-se uma sondagem (RF1) no interior do Sistema lagunar, junto ao trecho final de um vale fluvial (vale da Ribeira de São Lourenço), na posição 37º1'5.59''N, 7º59'48.15''W (Figura 1). A

Fig. 1: Localização da sondagem RF1 na Ria Formosa (Imagem do Google Earth - adaptada).

referida sondagem atingiu uma profundidade de 24.6 m. Ao longo do testemunho da sondagem RF1, recolheram-se amostras para a análise de diatomáceas e foraminíferos. A amostragem do testemunho foi efetuada de acordo com as principais alterações variações granulométricas identificáveis à vista desarmada e sempre na zona central, por

forma a evitar contaminações. Das dezanove amostras inicialmente recolhidas, efetuaram-se subamostras para o estudo das diatomáceas e subamostras para o estudo dos foraminíferos.

Diatomáceas

Cada subamostra utilizada no estudo das associações de diatomáceas tinha cerca de 1 g de sedimento. As subamostras foram tratadas com peróxido de hidrogénio (30%) e ácido clorídrico (10%), com o objetivo de remover, respetivamente a matéria orgânica e os carbonatos. Em seguida, um volume conhecido deste material limpo foi utilizado para montar lâminas permanentes, utilizado a resina Naphrax. As lâminas foram observadas num microscópio ótico Zeiss Axioskop a uma magnificação de 1000 x. A identificação das espécies de diatomáceas foi efetuada com base em Krammer e Lange-Bertalot (1991a, 1991b), Round et al. (1990), Witkowski et al. (2000), Ribeiro (2010) e Garcia (2011). O método de contagem das valvas seguiu Schrader e Gersonde (1978). Apenas foram consideradas estatisticamente válidas as amostras onde foi possível a contagem de, pelo menos, 300 valvas.

A interpretação paleoambiental para cada amostra estudada foi baseada nas preferências ambientais das espécies de diatomáceas que apresentam abundâncias relativas iguais ou superiores a 5% (espécies dominantes), em pelo menos uma das amostras. Calculou-se ainda, o número total de espécies de diatomáceas (S), tal como o índice de diversidade de Shannon-Wiener (H') e a Equitabilidade (J') utilizando o programa PRIMER (Clarke e Gorley, 2006). O indicie de dissolução das valvas de diatomáceas, definido em Ryves et al. (2001), foi também calculado. Este índice varia entre 0 (todas as valvas apresentação sinais de dissolução ou estão partidas) e 1 (todas as valvas estão pristinas).

Foraminíferos

Das dezanove subamostras recolhidas para o estudo dos foraminíferos, até ao momento, apenas dezasseis foram analisadas. Em cerca de 10 cm^3 de sedimento das subamostras recolhidas, efetuou-se a decantação dos detritos orgânicos. Após a decantação, as subamostras foram crivadas com recurso aos peneiros de 500 e de 63 µm. Após este procedimento, as amostras foram submetidas a uma observação preliminar e foram divididas de acordo com a sua abundância em carapaças de foraminíferos e granulometria do sedimento. As amostras com menor abundância de carapaças e mais arenosas foram postas a secar numa estufa a 40º C. Sobre o resíduo seco, foi posteriormente utilizado tetracloreto de carbono, por forma a flutuar as carapaças de foraminíferos e separá-las do restante sedimento. As amostras com uma maior abundância de carapaças e sedimento mais siltoso foram divididas em oito partes iguais utilizando um divisor de plâncton modificado (Scott e Hermelin, 1993). As amostras foram observadas à lupa binocular, usando um tabuleiro de contagem circular com quadrícula. Apenas foram consideradas estatisticamente válidas as amostras onde foi possível a contagem de, pelo menos, 300 carapaças de foraminíferos.

A interpretação ambiental foi efetuada com base no indicador de foraminíferos de influência marinha (IFIM – Boski et al., 2008). O IFIM, este foi definido, para cada amostra, com base nas espécies mais abundantes de foraminíferos. Varia entre 1 (ambiente mais confinado) e 4 (ambiente plataforma marinha).

Datações

Efetuaram-se datações por ^{14}C em amostras de sedimento com matéria orgânica dispersa. As amostras recolhidas foram liofilizadas após a amostragem para evitar a sua contaminação por bactérias ou fungos. Posteriormente, as mesmas foram enviadas para análises de Espectrometria de massa com acelerador (EMA) na Beta Analytic Inc., nos Estados Unidos da América. As datações foram calibradas no programa CALIB v. 6.0 (Stuiver et al., 2009) e estão expressas em anos calibrados Antes do Presente (anos cal. A.P.).

RESULTADOS

Diatomáceas

A análise das dezanove amostras recolhidas revelou uma fraca preservação das diatomáceas ao longo do registro fóssil. Apenas duas amostras (23.30 m e 22.30 m de profundidade) são estatisticamente válidas. Para estas amostras os valores obtidos para o total de espécies são muito semelhantes: 26 e 25 espécies, respetivamente (Figura 2). No que diz respeito à diversidade as amostras apresentam, também, valores muito próximos (1.99 e 2.09). A equitabilidade é 0.61 aos 23.30 m e 0.65 aos 22.30 m de profundidade, sendo ambos os valores muito semelhantes.

Sete das dezanove amostras analisadas contêm diatomáceas, contudo o número de valvas contadas foi muito inferior a 300 (entre 1 e 11 valvas). As espécies encontradas nas amostras observadas apresentavam, na sua maioria, sinais de dissolução e são:

22.85 m de profundidade – *Auliscus* aff. s*culptus* (espécie marinha), *Diploneis didyma* (espécie marinha e de águas salobras), *Paralia sulcata* (espécie marinha), *Pseudopodosira westii* (espécie marinha) e *Tryblionella navicularis* (espécie marinha e de águas salobras);

21.8 m de profundidade - *Auliscus* aff. *sculptus*, *Lyrella praetexta* (espécie marinha), *Paralia sulcata* e *Pseudopodosira westii*;

21.55 m de profundidade – *Paralia sulcata, Tryblionella granulata* (espécie marinha e de águas salobras) e *Tryblionella navicularis*;

21.25 m de profundidade – *Cyclotella* cf. *comensis* (espécie de água doce), *Hyaloneis hyalinum* (espécie marinha), *Opephora* aff. *marina* (espécie marinha), *Tryblionella granulata* e *Tryblionella navicularis*;

13.5 m de profundidade - *Lithodesmium undulatum* (espécie marinha);

3.2 m de profundidade - *Brachysira vitrea* (espécie de água doce);

1.4 m de profundidade - *Achnanthidium minutissimum* (espécie de águas doces e salobras), *Cyclotella* cf. *ocellata* (espécie de águas doces) e *Nanofrustulum* cf. *shiloi* (espécie marinha).

Foraminíferos

As associações de foraminíferos estudadas apresentavam-se, na sua maioria, bem preservadas. Apenas nas amostras correspondentes aos 24.2 e 23.9 m de profundidade os foraminíferos estavam ausentes. Em cada amostra estatisticamente válida as espécies dominantes são as seguintes:

23.5 m de profundidade – *Ammonia tepida* (34,9%) e *Haynesina germanica* (44,6%), que são ambas espécies estuarinas;

23.3 m de profundidade – *Ammonia tepida* (32,7%) e *Haynesina germanica* (26,2%);

23.05 m de profundidade – *Ammonia tepida* (22,9%), *Haynesina germanica* (38,6%), *Asterigerinata mamilla* (12,1% - espécie de plataforma continental) e espécies exóticas (12,91%);

22.85 m de profundidade – *Ammonia tepida* (21,8%), *Haynesina germanica* (34,4%) e espécies exóticas (15,09%);

22.3 m de profundidade – *Ammonia tepida* (31,1%), *Haynesina germanica* (29,2%), *Jadammina macrescens* (11,4% - espécie de sapal);

21.8 m de profundidade – *Ammonia tepida* (45,7%), *Haynesina germanica* (21,4%) e espécies exóticas (10,46%);

21.55 m de profundidade – *Ammonia tepida* (48,4%) e *Haynesina germanica* (25,5%);

21.25 m de profundidade – *Ammonia tepida* (63,6%), *Haynesina germanica* (21,51);

14.3 m de profundidade – Grupo dos Miliolídeos (27,34% - caracteristicos de lagoas hipersalinas, canais de maré e ambientes de plataforma continental), *Asterigerinata mamilla* (17,05%) e espécies exóticas (37,03%);

14.1 m de profundidade - Grupo dos Miliolídeos (22,26%), *Asterigerinata mamilla* (11,8%), *Ammonia tepida* (11,6%) e espécies exóticas (41,74%);

13.5 m de profundidade – Grupo dos Miliolídeos (30,26%), *Asterigerinata mamilla* (19,9%), *Ammonia tepida* (18,1%) e espécies exóticas (19,9%);

11.2 m de profundidade – *Ammonia tepida* (39,4%), Grupo dos Miliolídeos (23,57%) e espécies exóticas (22,9%);

3.2 m de profundidade – *Asterigerinata mamilla* (51,6%) e espécies exóticas (33,42%);

1.4 m de profundidade - *Jadammina macrescens (*70,2%) e *Trochammina inflata* (10,8% - espécie de sapal).

INTERPRETAÇÃO

Os resultados obtidos entre os 23.5 e os 3.2 m de profundidade apontam para um ambiente marinho (Figura 2), tanto pelas associações de diatomáceas como pelos IFIM definidos com base nas associações de foraminíferos (com valores predominantemente iguais a 4). Tendo em conta a localização da sondagem (Figura 1), estes resultados são indicativos do último pulso da subida pós-glacial do nível médio do mar, que levou à inundação do vale fluvial da ribeira de São Lourenço.

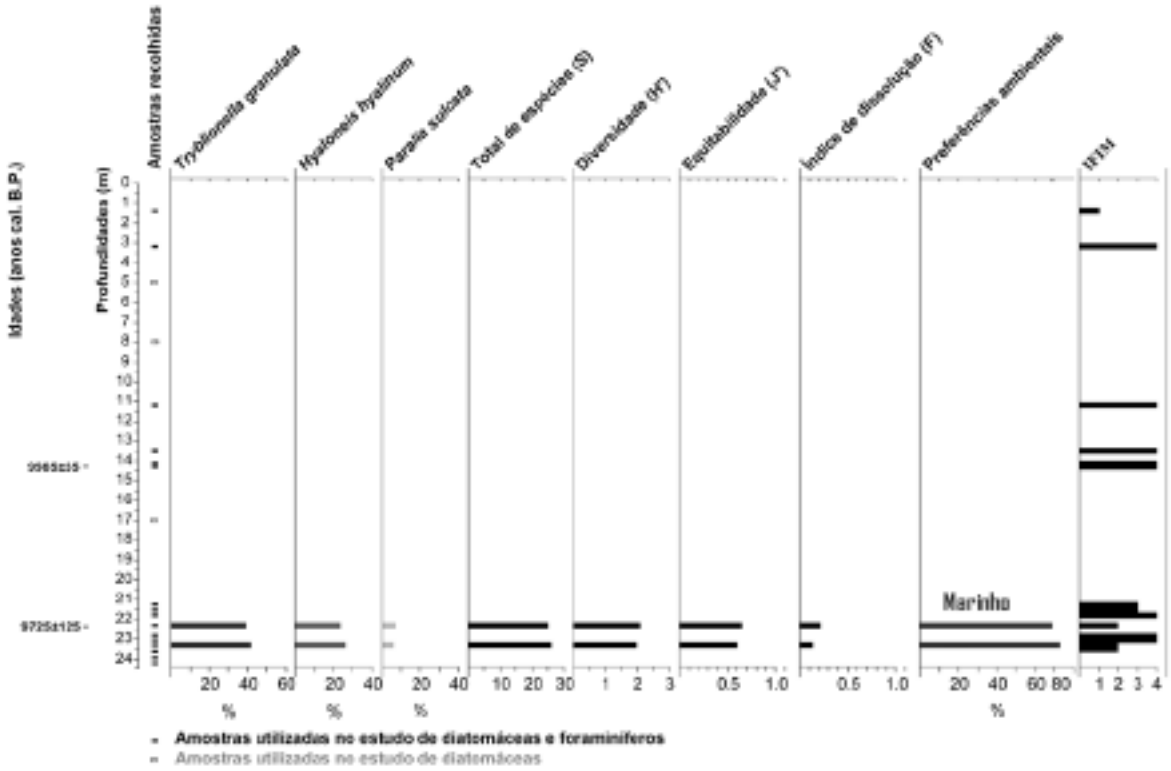


Fig. 2: Distribuição das espécies dominantes de diatomáceas ao longo da sondagem RF1. O total de espécies, diversidade, equitabilidade e índice morfológico de dissolução são referentes às espécies de diatomáceas presentes nas amostras estatisticamente válidas. O sumário das preferências ambientais é relativo às espécies dominantes (Tryblionella granulata, Hyaloneis hyalinum e Paralia sulcata). À direita está representada graficamente a variação do IFIM ao longo da mesma sondagem.

No que diz respeito aos valores de total de espécies e diversidades obtidos para as associações de espécies de diatomáceas encontradas às profundidades de 23.30 e 22.30 m, verifica-se que

estes são muito semelhantes, o que poderá ser indicativo de um ambiente deposicional semelhante. É ainda de realçar que os valores de equitabilidade apresentados na Figura 2 indicam, que os indivíduos não estão bem distribuídos pelas amostras, havendo espécies presentes em frequências relativas muito superior a outras (ex.: amostras aos 22. 30 m de profundidade – *Tryblionella granulata*: 38.9% e *Paralia sulcata*: 6.9%). Por outro lado, os valores obtidos para o índice de dissolução (respetivamente 0.1 e 0.2) revelam um fraco estado de preservação das diatomáceas. Este facto deve-se provavelmente à corrosão e dissolução tafonómica das frústulas siliciosas pela água intersticial do sedimento.

A partir dos 3.2 m de profundidade as poucas diatomáceas presentes nas amostras (pertencentes às espécies *Brachysira vitrea* e *Achnanthidium minutissimum*) e um IFIM 1 (a 1.4 m de profundidade) começam a indicar a existência de um ambiente de intermareal médio, sugerindo um confinamento crescente da área onde se localiza a sondagem. Tal evidência resulta da formação do sistema lagunar. No entanto, para uma melhor compreensão da formação e evolução do sistema lagunar seria ainda necessário obter mais datações junto ao topo da sondagem.

CONCLUSÕES

O presente estudo realçou a importância da elaboração de estudos conjuntos de dois indicadores micropaleontológicos para a elaboração de interpretações paleoambientais. Tanto os resultados obtidos através do estudo das diatomáceas como dos foraminíferos apontam para a seguinte evolução paleoambiental: (i) inundação da área onde foi elaborado a sondagem, devido à rápida transgressão Holocénica (indicada pela presença de associações de diatomáceas e foraminíferos de ambientes marinhos entre 23.3 e os 3.2 m de profundidade) e (ii) início do confinamento da área como resultado da formação do sistema lagunar (por algumas espécies de diatomáceas encontradas nas amostras aos 3.2 e 1.4 m de profundidade um IFIM 1 aos 1.4 m).

Contudo, para uma melhor compreensão da formação e evolução do sistema lagunar seria ainda necessário: (i) obter mais datações junto ao topo da sondagem (para definir o momento em que se inicia a formação da laguna) e (ii) cruzar os dados de micropaleontologia com os dados sedimentológicos e de geoquímicos da mesma sondagem, bem como com o modelo de paleotopografia do sistema lagunar. É ainda importante cruzar os resultados obtidos neste estudo com os de outras sondagens elaboradas no âmbito do mesmo projeto multidisciplinar, para corroborar as conclusões obtidas.

Agradecimientos: Este trabalho foi suportado pelo projeto de investigação PTDC/CTE-GIX/112236/2009 (SIHER) e pela bolsa de doutoramento SFRH/BD/62405/2009, da Fundação para a Ciência e Tecnologia—FCT (Portugal).

Referencias bibliográficas

Andrade, C., Freitas, M.C., Moreno, J. & Craveiro, S.C. (2004). Stratigraphical evidence of the late Holocene barrier breaching and extreme storms in lagoonal sediments in Ria Formosa, Algarve, Portugal. *Marine Geology*, 210, 339-362.

Bettencourt, P. (1994). *Les environments sedimentaires de la côte Sotavento (Algarve, Sud Portugal) et leur évolution Holocéne et actuelle.* Thése présentée a l'Université de Bordeux pour obtener le titre de Docteur en Geologie Marine.

Bird, E. (2008). *Coastal geomorphology: an introduction.* John Wiley & Sons Ltd, Chichester, West Sussex, England, 405 pp

Boski, T., Camacho, S., Moura, D., Fletcher, W., Wilamowski, A., Veiga-Pires, C., Correia, V., Loureiro, C. & Santana, P. (2008). Chronology of the sedimentary processes during the post-glacial sea level rise in two estuaries of the Algarve coast, Southern Portugal. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 77, 230-244.

Boski, T., Moura, D., Veiga-Pires, C., Camacho, S., Duarte, D., Scott, D.B. and Fernandes, S. G., 2002. Postglacial sea-level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal/Spain border. Sedimentary Geology 150, pp. 103–22.

Clarke, K.R.; Gorley, R.N. (2001). *Primer v5: User Manual/Tutorial*. Primer-E, Plymouth, United Kingdom, 91 pp.

Dias, J.M.; Sousa, M.C.; Bertin, X.; Fortunato, A.B.; Oliveira, A. (2009). Numerical modeling of the impact of the Ancão Inlet relocation (Ria Formosa, Portugal). *Environmental Modelling & Software*, 24, 711-725.

Garcia, M. (2011). Morphology and distribution of the diatom *Hyaloneis hyalinum* and a description of *Pravifusus brasiliensis* sp. nov.. *Diatom Research*, 26 (1), 5-11.

Krammer, K.; Lange‑Bertalot, H. (1991a). *Bacillariophyceae 4. Teil: Achnanthaceae Kritische Erganzungen zu Navicula (Lineolatae) und Gomphonema*. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag, Germany, 468 pp.

Krammer, K.; Lange‑Bertalot, H. (1991b). *Bacillariophyceae 3. Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae*. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag, Germany, 598 pp.

Moura, D.; Veiga-Pires, C.; Albardeiro, L.; Boski, T.; Rodrigues, A.L., Tareco, R.H. (2007). Holocene sea level fluctuations and coastal evolution in the central Algarve (southern Portugal). *Marine Geology*, 237, 127-142.

Pilkey, O.; Neal, W.; Monteiro, J.; Dias, J. (1989). Algarve barrier islands: a noncoastal-plain system in Portugal. *Journal of Coastal Research*, 5 (2), 239-261.

Ribeiro, L. (2010). *Intertidal benthic diatoms of the Tagus estuary: Taxonomic composition and spatial‑temporal variation*. Dissertação de Doutoramento, Universidade de Lisboa, Lisboa, 289 pp.

Round, F.E.; Crawford, R.M.; Mann, D.G. (1990). *The Diatoms, Biology and Morphology of the Genera*. Cambridge University Press, Cambridge, 747 pp.

Ryves, D.B.; Juggins, S.; Fritz, S.C.; Battarbee, R.W. (2001). Experimental diatom dissolution and the quantification of microfossil preservation in sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 172, 99-113.

Schrader, H.; Gersonde, R. (1978). Diatoms and silicoflagellates in the eight meters section of the lower Pleistocene at Capo Rossello. *Utrecht Micropaleontological Bulletin,* 17, 129-176.

Scott, D.B.; Schafer, C.T.; Medioli, F.S. (2004). *Monitoring in Coastal Environments usig foraminifera and thecamoebian indicators*. Cambridge University Press, United Kingdom, 177 pp.

Scott, D.B.; Hermelin, J.O.R. (1993). A divece for precisión slitting of micropalleontological samples in liquid suspensión. *Journal of Paleontology,* 67, 151-154.

Vos, P.C.; de Wolf, H. (1988). Methodological aspects of paleo-ecological diatom research in coastal áreas of the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 67, 31-40.

Witkowski, A.; Lange‑Bertalot, H.; Metzeltin, D. (2000). Iconographia Diatomologica: Annotated Diatom Micrographs. In: *Volume 07: Diversity – Taxonomy– Identification: Diatom flora of marine coasts I* (Lange‑Bertalot, H., eds.). Koenigstein: Koeltz scientific books, Germany, 925 pp.

COMPARING THE PERFORMANCE OF DINSAR-DERIVED DEFORMATION MAPS FOR DETECTING SINKHOLE ACTIVITY IN THE CENTRAL SECTOR OF THE EBRO VALLEY (NE SPAIN)

J.P. Galve (1), C. Castañeda (2), F. Gutiérrez (1)

(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. jpgalve@unizar.es, fgutier@unizar.es
(2) Estación Experimental de Aula Dei, EEAD-CSIC, Av. Montañana 930, 50059 Zaragoza. ccastanneda@aragon.es

Abstract (Comparación de la capacidad de mapas de deformación derivados de datos DInSAR para detectar la actividad de dolinas en el sector central del Valle del Ebro (NE de España)): *Three DInSAR deformation maps have been compared with a sinkhole map of an area of the Ebro Valley located upstream of Zaragoza city. The DInSAR-derived displacement data have allowed us to identify two non-inventoried sinkholes and measure subsidence activity in three sinkholes characterized as inactive in a previous sinkhole map. Despite those findings, the active subsidence features detected in the DInSAR deformation maps represent a low proportion of the active sinkholes inventoried using traditional geomorphological methods. InSAR products provide useful information to construct sinkhole inventories as complete and accurate as possible, and provide valuable data on ground displacement rate, but they need to be combined with geomorphological and ground exploration methods to exploit their maximum potential and avoid erroneous interpretations.*

Palabras clave: karst, subsidencia, SBAS, SPN
Key words*: karst, subsidence, SBAS, SPN*

INTRODUCCIÓN

Sinkholes may cause damage in transportation infrastructure, demolition of buildings and even the loss of human lives when they occur in a catastrophic way (see introduction section in Guerrero et al., 2008, Table 1 in Gutiérrez et al. 2009, and Supplementary material of Galve et al., 2012 for the latest reviews on damage due to dissolution-induced subsidence). In recent years, Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar (DInSAR) has have been used as a complementary technique for recognizing and analyzing active sinkholes. In this work three DInSAR deformation maps have been compared with the available data on sinkholes and active subsidence in the Ebro Valley in order to analyze (1) the improvements and limitations of the more recently developed DInSAR products; (2) the contribution of the new DInSAR data on the recognition of dissolution-induced subsidence; and (3) the implications for sinkhole risk management.

STUDY AREA

The work has been developed in the middle reach of Ebro Valley (NE Spain) (Fig. 1). The bedrock consists of sub-horizontal evaporite rocks of the Oligo-Miocene Zaragoza Gypsum Formation (Quirantes, 1978). This formation has been identified as very prone to dissolution-induced subsidence processes, particularly in areas covered by alluvial deposits (Gutiérrez et al., 2008 and references therein).

The study area, covering 40.8 km^2, coincides with the zone previously analyzed by Galve et al. (2009) in a sinkhole investigation. Here, the evaporitic bedrock is covered by fluvial sediments of the Ebro River. This sector offer excellent research opportunities due to the great availability of geomorphological, geological, geophysical and remote sensing information. The data on the location and limits of sinkholes is quite homogeneous over the entire area, enabling us to obtain statistically representative data about the sinkhole detection rates of different DInSAR products. Irrigated agriculture (mainly lucerne, corn and wheat) covers up to 60% of the area. The remainder land covers include residential-urban states (12%), urban (8%), industrial (7%) and wasteland (6%) areas, as well as the main transportation infrastructures (roadways 6%; railways 1%).

METHODOLOGY

Three DInSAR deformation maps, hereafter SBAS-map, C-SPN-map and L-SPN-map, have been compared with the sinkhole map of Galve et al. (2009). The deformation maps have been derived

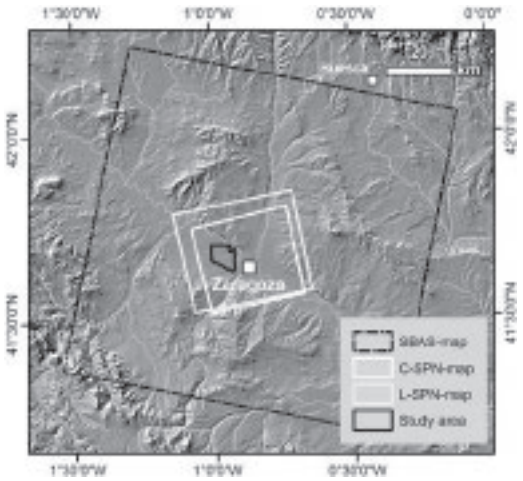


Fig. 1: Location of the study area and limits of the DInSAR deformation maps. "GISOleícola" digital elevation model as background.

from archived data belonging to three orbital SAR missions, two sets of C-band data (SBAS-map and C-SPN-map) and one set of L-band data (L-SPN-map). The first set corresponds to a series of 27 ERS-1 and ERS-2 SAR images acquired at 10:25 a.m. (mean local solar time) on descending orbits (track 237, frame 2766) from 5 July 1995 to 21 December 2000. The second set corresponds to a series of 29 ENVISAT ASAR images acquired at 10.00 p.m. on ascending orbits (track 58, frame 829) from 2 May 2003 to 17 September 2010. The third set of data includes 13 ALOS PALSAR scenes recorded at 10.30 p.m. on ascending mode, HH/HV or HH polarisation, covering the period 12 February 2007 to 7 April 2010 (track 665, frame 820). The Small Baseline Subset (SBAS) approach has been used to generate the SBAS-map (Castañeda et al., 2009). The ENVISAT and ALOS SAR data were processed to generate the C-SPN- and L-SPN- maps using the Stable Point network (SPN) technique described in Crosetto et al. (2008).

Additionally, a detailed damage survey of selected areas identified by DInSAR maps as subsiding zones was carried out. The objective of this survey was to record and assess evidence of deformation on human structures. A damage category was assigned to each building based on the examination of the façades and using the ranking system of six categories, from 0 to 5, of the Subsidence Engineers' Handbook proposed by the British National Coal Board (N.C.B., 1975).

RESULTS

Maximum subsidence rates of 16.8, 9.98 and 9.97 mm/yr have been measured with ERS-C (1995-2000), ALOS-L (2007-2010) and ENVISAT-C (2003-2010) bands, respectively. The density of points (i.e., *PS* or pixels according to the technique) with deformation data are 26, 597 and 155 PS/km^2 in the SBAS-, C-SPN- and L-SPN- maps, respectively. The proportion of the area occupied by the different land covers and the density of deformation points in each land cover for each DInSAR deformation map are represented in figure 2. Note that, in all maps, the minimum density of deformation points occurs in agricultural areas, whereas the highest densities correspond to urban and industrial zones. The ALOS-derived data also provide a high density of deformation points over railways (736 PS/km^2), nearly five times the mean density over the entire study area (Fig. 2).

The comparison between our sinkhole map and the three maps derived from radar interferometry has yielded the following results. The SBAS-map provided deformation data on 31% of the inventoried dissolution-induced subsidence areas. The two SPN derived-maps provided deformation data on the 45% (C-SPN-map) and 51% (L-SPN-map) of the previously recognized active sinkholes. The 100%, 45% and 33% of the active sinkholes identified in the SBAS-, C-SPN- and L-SPN- maps, respectively, are located in industrial areas. About a quarter of the sinkholes identified in the L-SPN-map occur in residential-urban estates, and the remaining sinkholes are located in dense urban areas or crossed by transportation infrastructure. The C-SPN-map is the only one showing significant deformation signals corresponding to sinkholes located in urban-industrial wastelands. Contrary to our expectations, roadways have not provided good enough reflective surfaces to capture the activity of known sinkholes. Deformation maps identify karst subsidence over agricultural areas only when human structures such as building clusters or railways are present. Figure 3 shows, as an example, the C-SPN-map in the study area and a specific zone characterized by a high density of sinkholes.

The low spatial resolution related to the satellite-based radar data has limited the capability of the technique to identify small active sinkholes. The smallest karst subsidence feature identified in the SBAS-map has around 80,000 m^2, whereas the L-SPN- and C-SPN- maps have detected active sinkholes as small as 900 and 225 m^2, respectively. On the other hand, the integration of DInSAR data with the information gathered by ground exploration techniques reveals that the area affected by

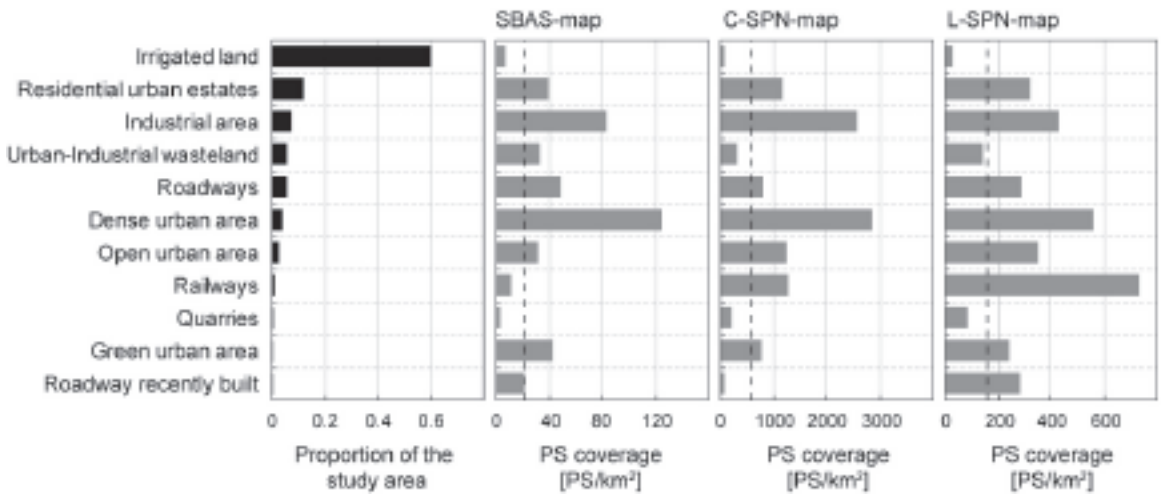


Fig. 2: Proportion of the study area occupied by different land covers and density of deformation points (PS) per land cover identified in each DInSAR map. Vertical dashed lines indicate the density of deformation points in the study area.

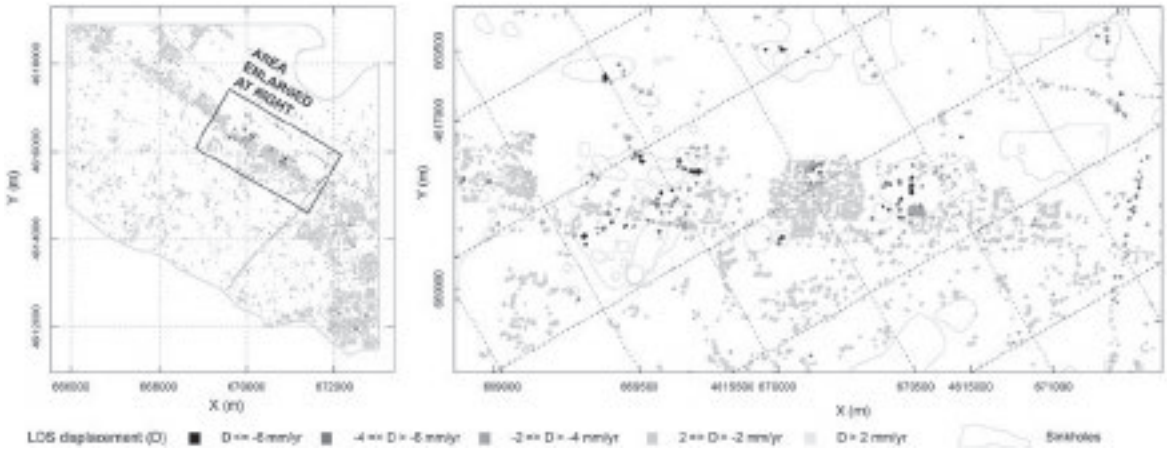


Fig. 3: C-SPN-map of the study area (left) and a detail of the same DInSAR deformation map centered in an area with a high density of sinkholes (right). Note the good spatial correlation between the points with the highest LOS displacement values and the sinkholes. UTM coordinate system is ED 1950 30N.

deformation is usually larger than that indicated in sinkhole maps based on conventional geomorphological methods.

The C-SPN- and L-SPN- maps detected ground displacement in several previously unknown subsidence areas. Subsequent examination of available historical and geomorphological data, together with field surveys, provided abundant evidence to map two new sinkholes, and to characterize as active three sinkholes considered as inactive by Galve et al. (2009).
It is also interesting to note that the C-SPN-map has provided a deformation signal possibly associated with a sudden collapse sinkhole. The C-SPN-map indicates a mean LOS displacement of 3 mm/yr on a building adjacent to a sudden collapse 10 m in diameter and 4 m deep occurred next to the N-232 road (Km 247).

DISCUSSION

The InSAR displacement map produced and analyzed by Castañeda et al. (2009) (SBAS-map), and two new InSAR products derived from ALOS PALSAR (L-SPN-map) and ENVISAT ASAR (C-SPN-map) images have been compared with the sinkhole map of Galve et al. (2009). The C-SPN- and L-SPN-maps have increased the number of deformation points per km^2 of the SBAS-map by 23 and 6 times, respectively. This greater coverage has allowed recognizing smaller active subsidence features than the ones identified in the SBAS-map. In spite of their size, all sinkholes have the potential to cause damage on human structures. Therefore, from a sinkhole risk management perspective, identifying small active collapse sinkholes is as important as detecting large subsidence zones. The comparison between the sinkhole map and the deformation maps indicates that the percentage of sinkholes larger than 100 m detected by DInSAR has from 10% in the SBAS-map, to 35% and 40% in the C-SPN- and L-SPN- maps, respectively. Four (out of 28) active sinkholes less than 100 m in diameter have been detected using the C-SPN-map. With regard to ENVISAT and ALOS derived deformation data, the C-SPN-map has allowed identifying three sinkholes not detected in the L-SPN-map. Besides, the latter has helped in the recognition of two sinkholes not identified with the C-band-derived deformation data. The integration of multi-SAR data have permitted us to identify 14 (out of 48) active sinkholes. Even with such improvements with respect to SBAS-map, the subsiding features identified represent a low proportion of the active sinkholes inventoried using traditional methods. However, the two new sinkholes discovered and the identification of current

Fig. 4: Open joints and undermined structures associated with the subsidence detected by DInSAR deformation maps.

subsidence in three sinkholes previously characterized as inactive (such as the sinkhole that causes the damages shown in figure 4) illustrate the potential of radar interferometry to study karst subsidence.

CONCLUSIONS

The results presented in this work reveal that the upgrading of radar sensors and processing techniques has resulted in higher quality deformation maps that constitute a better complement for the traditional sinkhole detection methods. So far, DInSAR maps have not contributed to the detection of unrecorded active sinkholes. The analysis carried out demonstrates that DInSAR, in spite of its limitations, is a valuable technique to construct sinkhole inventories as complete and accurate as possible in the analyzed geographical setting. The sinkhole inventory constitutes the basic tool for sinkhole risk management in the city of Zaragoza. The vast majority of the damage produced by subsidence in the study area occurs within the boundaries of pre-existing sinkholes. Therefore, the identification and characterization of sinkholes, rather than the prediction of future ones, is the key for risk mitigation in the area.

Acknowledgements

This research work has been funded by the Spanish national project CGL2010-16775 (Ministerio de Ciencia e Innovación and FEDER) and the Regional project 2012/GA-LC-021 (DGA-La Caixa).

References

Castañeda, C., Gutiérrez, F., Manunta, M. & Galve, J.P. (2009). DInSAR measurements of ground deformation by sinkholes, mining subsidence, and landslides, Ebro River, Spain. Earth Surface Processes and Landforms, 34(11), 1562-1574.

Crosetto, M., Biescas, E., Duro, J., Closa, J. & Arnaud, A. (2008). Generation of advanced ERS and Envisat interferometric SAR products using the stable point network technique. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 74(4), 443-443.

Galve, J.P., Gutiérrez, F., Lucha, P., Bonachea, J., Remondo, J., Cendrero, A., Gutiérrez, M., Gimeno, M.J., Pardo, G. & Sánchez, J.A. (2009). Sinkholes in the salt-bearing evaporite karst of the Ebro River valley upstream of Zaragoza city (NE Spain). Geomorphology, 108(3-4), 145-158.

Galve, J.P., Gutiérrez, F., Guerrero, J., Alonso, J. & Diego, I. (2012). Optimizing the application of geosynthetics to roads in sinkhole-prone areas on the basis of hazard models and cost-benefit analyses. Geotextiles and Geomembranes, 34, 80-92.

Guerrero, J., Gutiérrez, F., Bonachea, J. & Lucha, P. (2008). A sinkhole susceptibility zonation based on paleokarst analysis along a stretch of the Madrid-Barcelona high-speed railway built over gypsum- and salt-bearing evaporites (NE Spain). Engineering Geology, 102(1-2), 62-73.

Gutiérrez, F., Calaforra, J.M., Cardona, F., Ortí, F., Durán, J.J., & Garay, P. (2008). Geological and environmental implications of the evaporite karst in Spain. Environmental Geology, 53(5), 951-965.

Gutiérrez, F., Galve, J.P., Lucha, P., Bonachea, J., Jordá, L. & Jordá, R. (2009). Investigation of a large collapse sinkhole affecting a multi-storey building by means of geophysics and the trenching technique (Zaragoza city, NE Spain). Environmental Geology, 58(5), 1107-1122.

National Coal Board (1975). Subsidence engineers' handbook. National Coal Board, London, UK.

Quirantes, J. (1978). Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros. Institución Fernando el Católico, Zaragoza.

ESTADIOS EVOLUTIVOS DE LA TOBA DE LA PEÑA DEL MANTO (SORIA)

P. Huerta (1), P.G. Silva (1), I.Armenteros (2), O. Merino-Tomé (3).

(1) Dpto. Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila, Universidad de Salamanca. Avda. Hornos Caleros, 50. 05003-Ávila. phuerta@usal.es; pgsilva@usal.es
(2) Dpto. Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca. 37071, Salamanca. ilde@usal.es
(3) Dpto. Geología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad de Oviedo. Campus de Llamaquique Jesús Arias de Velasco s/n. 33005 Oviedo. omerino@geol.uniovi.es

Abstract (Evolutionary stages in the Peña del Manto tufa (Soria)): *The Peña del Manto tufa is a cascade tufa located on left side of the Henar river, close to Deza village, Soria. This tufa has been studied combining the clasical methodologies, like sedimentological logging, and detail facies and geomorphological mapping, and additional techniques likes ERT, DGPS mapping, terrestrial LIDAR and 3D software modelling. Seven episodes have been identified based on the identification of major discontinuities or changes in the tufa system. These episodes record the evolution of the tufa system, in which carbonate production and clastic input stages alternates. Although there are no age data for this tufa, the Peña del Manto could have a similar age, middle Pleistocene, to those described in the same mountain range (i.e. Piedra and Mesa tufa systems). The alternation between carbonate production and clastic input episodes could reflect climatic changes, corresponding the first ones with interglacials and the sencond ones with glacial periods.*

Palabras clave: Almazán, Deza, Pleistoceno, Soria,
Key words*:* Almazán, Deza, Pleistocene, Soria

INTRODUCCIÓN

Las tobas son depósitos continentales generados por precipitación de carbonato cálcico en corrientes, lagos, o saltos de agua, a temperatura ambiente y con abundante vegetación (Pedley, 1992, Ford y Pedley, 1996, Arenas-Abad*, et al.*, 2010). La precipitación del carbonato se debe principalmente a la desgasificación de CO_2 y a la actividad biológica de algunos organismos (Merz-Preiß y Riding, 1999). Los edificios tobáceos se pueden generar en relacción con un pequeño salto de agua. Los cambios geomorfológicos, hidrológicos y climáticos ejercen un papel muy importante en la evolución de las tobas. Estos cambios se registran en los edificios mediante superficies erosivas, variación en la dirección de los cursos de agua, y entradas de materiales clásticos que interrumpen la precipitación de carbonato. El estudio de estos elementos puede ayudar a entender la evolución de los edificios tobáceos, la evolución geomorfológica de la región donde se encuentran, y a identificar las principales variaciones climáticas registradas.

SITUACIÓN

La toba de la Peña del Manto se encuentra en una ladera de la margen izquierda del río Henar, afluente del río Jalón, junto a la localidad de Deza, en Soria (Figura 1). Aparece en el límite entre el relleno de la cuenca cenozoica de Almazán y las calizas del Cretácico Superior de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. A lo largo del mencionado límite, junto a la Sierra de Miñana, aparecen una serie de manantiales de aguas termales que se vuelven más calientes hacia el sureste (Yélamos y Sanz Pérez, 1998). Entre estos manantiales destacan los de Alhama de Aragón, donde existen varios balnearios.

METODOLOGÍA

Para el estudio de la toba de la Peña del Manto se han realizado más de 15 columnas estratigráficas con una descripción meticulosa de las facies, su espesor y su posición en el edificio. El edificio fue escaneado con un láser terrestre Trimble GX y fotografiado. Las nubes de puntos adquiridas (resoluciones de 2 y 5 cm) fueron georeferenciadas con DGPS, y a cada punto se le dió el valor RGB de la fotografía en ese punto. En las partes centrales del edificio se realizaron dos perfiles de tomografía electrica perpendiculares para conocer la estructura interna del edificio. Se realizó una cartografía geomorfológica para entender la relación del edificio con las zonas adyacentes y con el desarrollo del encajamiento del drenaje en la ladera.
Una vez adquiridos estos datos se procedió a identificar las principales discontinuidades estratigráficas y a cartografiarlas a lo largo de todo el edificio. Posteriormente se analizó el significado de los mismos con el objetivo de entender la evolución del edificio tobáceo.

RESULTADOS

La toba de la Peña del Manto se desarrolló probablemente durante el Pleistoceno medio, al igual que otras tobas de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, como las del río Piedra, Mesa y Añamaza. Estas tobas se desarrollan principalemente desde el estadio isotópico marino 9 al 5 (Arenas*, et al.*, 2010, Sancho*, et al.*, 2010, Vázquez-Urbez*, et al.*, 2012). La toba de la Peña del Manto está constituida por dos zonas de baja pendiente conectadas por una zona de pendiente abrupta y otra zona abrupta más que conecta la toba con la llanura aluvial del río Henar. Las zonas de baja pendiente corresponden con depósitos de encharcamiento y corrientes someras, las de alta pendiente con cascadas.
El edificio tobáceo se origina, según se observa en los perfiles de tomografía y en la base de la toba, por

cambios en la pendiente del sustrato paleógeno, los cuales originaron un agitamiento de las aguas con altas concentraciones de bicarbonato y calcio favoreciendo la desgasificación de CO_2 y la consecuente precipitación de carbonato cálcico. Una vez iniciado el crecimiento de carbonato se incrementan los saltos de agua retroalimentando así la precipitación de carbonato.

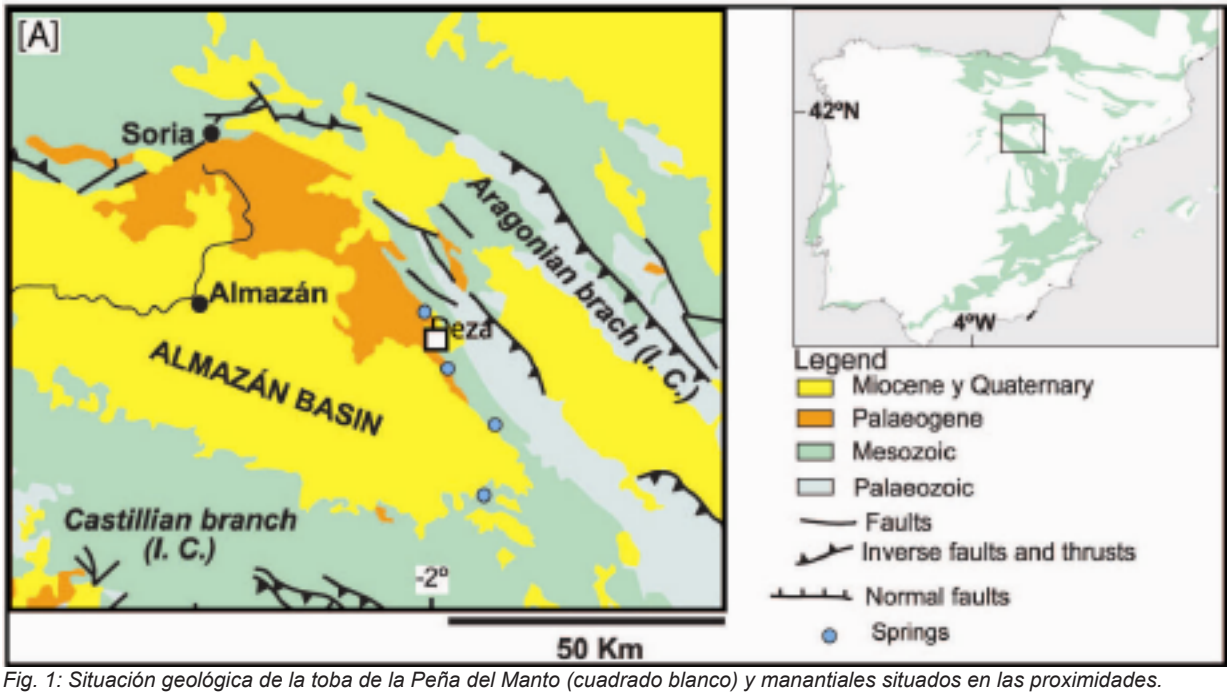


Fig. 1: Situación geológica de la toba de la Peña del Manto (cuadrado blanco) y manantiales situados en las proximidades.

Estadio 1.- Los primeros depósitos carbonatados de la Peña del Manto se originaron en lo que es hoy el barranco que la limita por el norte. La sedimentación estuvo restringida a una pequeña cascada situada a mitad del barranco y otra en la parte baja, dando paso a la llanura aluvial del río Henar. Las cascadas se caracterizan por la presencia de facies de musgos laminados. Entre las dos cascadas mencionas se registró el depósito de una corriente con facies de tallos rebozados (*in situ*), fitoclastos y oncoides (Figura 2).

Estadio 2.- El segundo estadio evolutivo está representado por un importante aporte clástico desde las áreas circundantes al barranco norte lo que produjo una importante disminución de la producción de carbonato. Este estadio queda registrado en 3 m de depósitos de arenas, lutitas y conglomerados. Los depósitos de arenas y conglomerados aparecen también en rellenos de canal.

Estadio 3.- Después del evento de aporte clástico tuvo lugar el estadio de mayor desarrollo del edificio tobáceo que alcanzó un tamaño de unos 70000 m^2 de extensión en el que existían al menos 3 cascadas importantes que jugaron un papel muy importante en el crecimiento de la toba y produjeron represamientos aguas arriba. Durante este episodio se registra una difluencia de las aguas en torno a un área elevada del sustrato que se constituyó como una isla. En esta zona no se produjo precipitación de carbonato como se aprecia en los perfiles de tomografía eléctrica y a partir de la correlacción tridimensional de los afloramientos. Aguas abajo las dos corrientes bifurcadas volvían en unirse vertiendo sobre la cascada frontal que da paso a la llanura aluvial del río Henar.

Estadio 4.- Después del principal estadio de crecimiento del edificio tobáceo (Estadio 3) se registra otro importante aporte clástico constituido principalmente por conglomerados cuarcíticos cementados por carbonato. Este depósito conglomerático se registra sobre el represamiento inferior de la toba y se acuña contra la cascada principal. En el represamiento superior no se registra.

Estadio 5.- Después del episodio de aporte clástico la sedimentación carbonatada queda restringida únicamente a la zona del represamiento superior que en este estadio registra una variación en la dirección de la cascada que fluirían hacia el sureste, tapizando una incisión previa del arroyo que pudo ser contemporánea con los depósitos del Estadio 4.

Estadio 6.- Este episodio corresponde con el crecimiento de la cascada principal de la Peña del Manto que adquiere una pendiente muy elevada llegando a ser casi vertical. Al pie de la cascada se registra una zona de menor pendiente dominada por facies de tallos rebozados. Este estadio es el último con crecimiento de carbonatado.

Estadio 7.- Está constituido por conglomerados que representan un aporte clástico sobre el represamiento superior y que supone el último depósito asociado a este edificio. Con posterioridad a este estadio se desarrolla la incisión de los barrancos norte y sur, dejando la Peña del Manto como un relieve invertido.

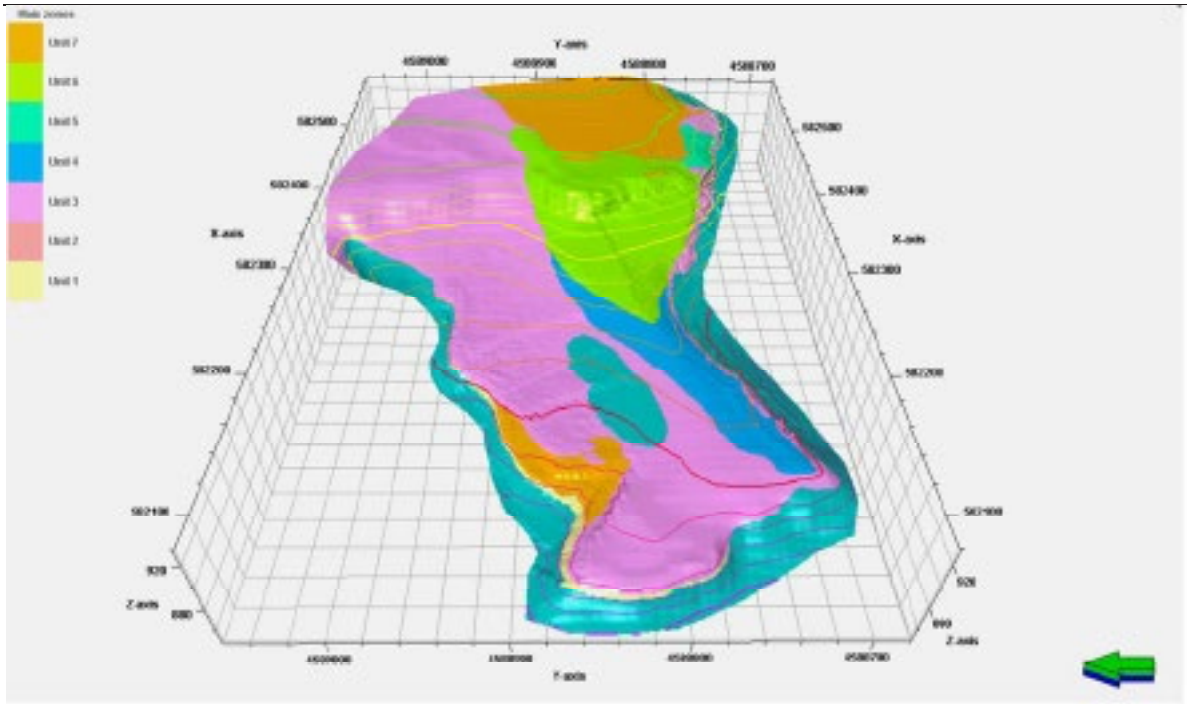


Fig. 2: Modelo tridimensional de la toba de la Peña del Manto, con la distribución de las distintas unidades o Estadios. En color verde oscuro aparece el sustrato.

CONCLUSIONES

La alternancia de estadios de crecimiento del edificio tobáceo con estadios de aporte clástico pudiera estar relacionada con cambios climáticos durante el Pleistoceno. La ausencia de edades numéricas no permite ni conocer la edad de la toba de la Peña del Manto ni saber si los estadios de crecimiento carbonatado o de aporte clástico se corresponden con estadios isotópicos impares o pares. En zonas próximas de la Cordillera Ibérica y en otras partes de la Península Ibérica los momentos de crecimiento de edificios tobáceos se corresponde principalmente con estadios isotópicos impares (cálidos) (Arenas*, et al.*, 2010, Sancho*, et al.*, 2010, Domínguez-Villar*, et al.*, 2011, Vázquez-Urbez*, et al.*, 2011). La abundancia de agua y temperaturas suaves en los episodios interglaciales favorecieron el desarrollo de las tobas. Por el contrario el descenso de los niveles freáticos a causa de la escasez de precipitaciones y el descenso en las temperaturas en épocas glaciales interrumpió el crecimiento de la toba y favoreció la entrada de aportes clásticos ligados a eventos extremos.

Agradecimientos: Los autores agradecen el apoyo económico de los proyectos de investigación: CGL2011-27826-C02-01 y 18.KA4A-463A.C.01

Referencias bibliográficas

Arenas-Abad, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo-Tirapu, G. y Sancho-Marcén, C. (2010): Chapter 3 Fluvial and Associated Carbonate Deposits. En: A. M. Alonso-Zarza y L. H. Tanner (Editors), *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes*. Developments in Sedimentology. Elsevier, pp. 133-175.

Arenas, C., Sancho, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo, G., Hellstrom, J., Ortíz, J. E., de Torres, T., Osácar, M. C. y Auqué, L. (2010): Las tobas cuaternarias del río Añamaza (Provincia de Soria, Cordillera Ibérica): aproximación cronológica, *Geogaceta*, 49: 51-54.

Domínguez-Villar, D., Vázquez-Navarro, J. A., Cheng, H. y Edwards, R. L. (2011): Freshwater tufa record from Spain supports evidence for the past interglacial being wetter than the Holocene in the Mediterranean region, *Global and Planetary Change*, 77: (3-4) 129-141.

Ford, T. D. y Pedley, H. M. (1996): A review of tufa and travertine deposits of the world, *Earth-Science Reviews*, 41: 117-175.

Merz-Preiß, M. y Riding, R. (1999): Cyanobacterial tufa calcification in two freshwater streams: ambient environment, chemical thresholds and biological processes, *Sedimentary Geology*, 126: 103–124.

Pedley, M. (1992): Freshwater (phytoherm) reefs: the role of biofilms and their bearing on marine reef cementation, *Sedimentary Geology*, 79: (1-4) 255-274.

Sancho, C., Arenas, C., Pardo, G., Vázquez, M., Hellstrom, J., Ortiz, J. E., Torres, T., Rhodes, E., Osácar, M. C. y Auqué, L. (2010): Ensayo cronológico de las tobas cuaternarias del río Piedra (Cordillera Ibérica), *Geogaceta*, 48: 31-38.

Vázquez-Urbez, M., Arenas, C. y Pardo, G. (2012): A sedimentary facies model for stepped, fluvial tufa systems in the Iberian Range (Spain): The Quaternary Piedra and Mesa valleys, *Sedimentology*, 59: (2) 502-526.

Vázquez-Urbez, M., Pardo, G., Arenas, C. y Sancho, C. (2011): Fluvial diffluence episodes reflected in the Pleistocene tufa deposits of the River Piedra (Iberian Range, NE Spain), *Geomorphology*, 125: (1) 1-10.

Yélamos, J. G. y Sanz Pérez, E. (1998): Hidrogeología regional del acuífero cretácico de los manatiales termales de Alhama de Aragón (Zaragoza y Soria), *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11: (1-2) 151-167.

AVANCES EN EL ESTABLECIMIENTO DE LA CURVA DE CRECIMIENTO DE *ASPICILIA CALCAREA* EN LA MESETA MERIDIONAL Y SUS POSIBLES APLICACIONES LIQUENOMÉTRICAS

R. L. Soteres (1), A. Mayoral (1).

(1) Dpto. de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Autónoma de Madrid. Ctra. De Colmenar, km. 15. 28049. Madrid. Rodrigo-leon.soteres@estudiante.uam.es y alfredo.mayoral@estudiante.uam.es

Abstract (Progress in establishing the growth curve of Aspicilia calcarea in the Submeseta Sur and its possible lichenometric application): *The lichenometric dating was developed in the fifties with a great success on siliceous rocks in cold environments uses. Nevertheless, the application of this technique on calcareous rocks in temperate climates has been practically non-existent. This work pretends to validate it by obtaining a growth curve of Aspicilia calcarea in the Submeseta Sur. For this purpose, two different methods have been used, both based on measuring the length of the thallu's major axis developed over surfaces of known age. The final aim is its application in the dating of cryoclastic formations possibly associated to the Little Ice Age. Up to now, the outcomes show a high correlation between thallu's size and its age, validating this method's application in the Spanish Submeseta Sur region.*

Palabras clave: Liquenometría, *Aspicilia calcarea,* Submeseta Sur.
Key words*:* Lichenometry*, Aspicilia calcarea,* Submeseta Sur.

INTRODUCCIÓN

La liquenometría, debido a su fácil aplicación y bajo coste, constituye una herramienta muy valiosa para la datación, absoluta y relativa, de formaciones superficiales cuya edad máxima se estime en 700 años.

El principio básico de la liquenometría se basa en el crecimiento homogéneo de ciertas especies crustáceas sobre una superficie expuesta a la intemperie en unas condiciones climáticas concretas.

Tradicionalmente, las técnicas liquenométricas se han empleado sobre litologías silíceas en ambientes fríos. Sin embargo, este trabajo pretende corroborar su aplicación sobre diversos roquedos carbonatados en ambientes de moderada pluviometría en la Submeseta Sur, con el fin de ampliar el conocimiento sobre la extensión de los procesos morfogenéticos asociados a la Pequeña Edad del Hielo en la región.

SITUACIÓN

El área de estudio se ubica en la provincia manchega de Ciudad Real, concretamente en los municipios de Argamasilla de Alba, Alameda de Cervera y Cinco Casas.

El relieve se caracteriza por una topografía eminentemente llana desarrollada sobre litologías carbonatadas del Pleistoceno inferior.

El clima local corresponde a un tipo mediterráneo continental, con temperaturas medias anuales de unos 15ºC y precipitaciones medias anuales cercanas a los 400 mm (Datos observatorio de Ciudad Real, AEMET) (Fig. 1)

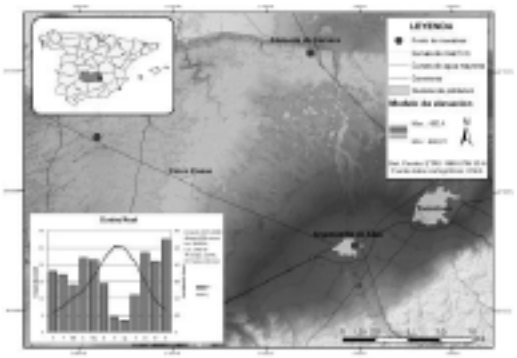


Fig. 1: Mapa de situación y características físicas del área de estudio.

METODOLOGÍA

Para la creación de la curva de crecimiento liquénico se ha utilizado la especie *Aspicilia calcarea* (Fig 2.), ya usada con éxito anteriormente (Pérez-López et al. 2012), según la metodología del "largest lichen" (LL) y "5 largest lichen" (5LL) (Innes, 1985; Chueca, 1994) en superficies de edad conocida, como lápidas, acumulaciones antrópicas (majanos) y ruinas pertenecientes al Canal del Gran Prior (S.XVIII).

Se procedió midiendo la longitud de los ejes mayores de los talos individualizados de mayor tamaño que presentaran una morfología aproximadamente circular, los cuales se consideran como representativos de la edad mínima del sustrato, por medio de un calibre Vernier (error 0.05 mm) e intentando mantener la homogeneidad en las características ambientales de los puntos de muestreo, como orientación, pendiente, etc.

Posteriormente, los datos referidos al liquen de mayor tamaño y a la media aritmética de los cinco mayores, fueron incluidos en un gráfico de dispersión con el fin de obtener la recta de regresión linear, mediante el software R Statistics.

Fig. 2: Detalle de Aspicilia calcarea sobre sustrato de edad conocida, ruina del Canal del Gran Prior.

DATOS

Los datos obtenidos hacen referencia a la longitud de los ejes mayores de los talos de mayor tamaño seleccionados atendiendo a la morfología del mismo.

Los seis puntos de muestreo se encuentran agrupados en tres localizaciones, las cuales no distan más de 20 kilómetros entre si y presentan características ambientales uniformes. Según referencias históricas fiables se han obtenidos datos que abarcan desde 1799 hasta 1959.

TAMAÑO EN mm SEGÚN PUNTO DE MUESTREO			
LÍQUEN	RUINA (1799)	LÁPIDA 1 (1889)	LÁPIDA 2 (1896)
L1	107	61	59
L2	87,5	54	45
L3	85,5	-	-
L4	79	-	-
L5	63	-	-
MEDIA	84,4	57,5	52
LÍQUEN	LÁPIDA 3 (1935)	LÁPIDA 4 (1939)	MAJANO (1959)
L1	38	42,5	33,5
L2	35	37	32
L3	34,5	34	28
L4	33	34	28
L5	32	30	27
MEDIA	34,5	35,5	29,7

Tabla 1: Resumen de los datos obtenidos en los seis puntos de muestreo considerados.

INTERPRETACIÓN

Ambas curvas de crecimiento de *Aspicilia calcarea,* tanto la desarrollada por medio de la técnica del "largest lichen" como la de "5 largest lichen", muestran correlación entre la edad y el tamaño del eje mayor de los talos medidos.

El coeficiente de correlación de Pearson es de R=0.978 y R=0.994, respectivamente, mientras que la tasa de crecimiento para cada una de las mediciones oscilaría entre 0.442 mm/año y 0.354 mm/año (Fig 3 y 4.).

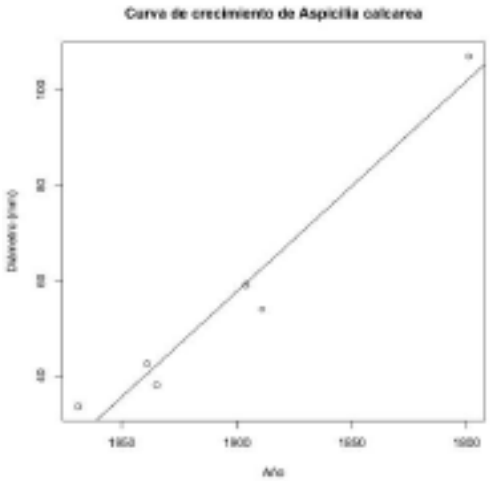


Fig. 3: Curva de crecimiento de Aspicilia calcarea obtenida mediante el método del "largest lichen".

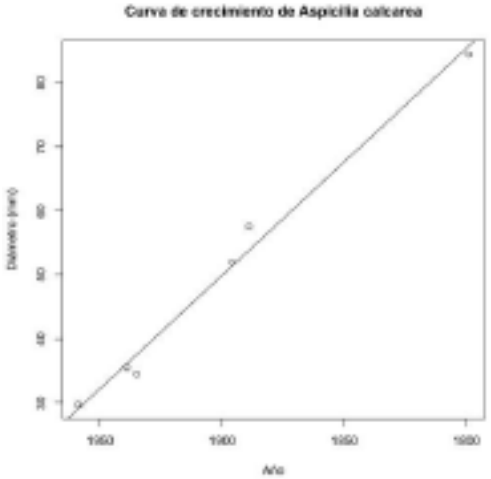


Fig. 4: Curva de crecimiento de Aspicilia calcarea obtenida mediante el método del "five largest lichen".

CONCLUSIONES

Según los resultados, la tasa de crecimiento anual obtenida por el método del "largest lichen" permite obtener edades absolutas más exactas, aunque el coeficiente de correlación de Pearson para el método de "five largest lichen" muestra una correlación mayor.

Teniendo en cuenta el alto grado de precisión en la estimación de la edad absoluta, resultado de la utilización del primer método nombrado, la datación liquenométrica confirma su gran potencial en litologías carbonatadas de zonas del interior peninsular con clima mediterráneo continental. No obstante, queda pendiente fijar el periodo de écesis de *Aspicilia calcarea*, así como ampliar la muestra con el propósito de afinar los modelos estadísticos.

Las posibles aplicaciones de este método de datación permiten abordar el estudio de los depósitos coluvionares crioclásticos asignados posiblemente a la Pequeña Edad del Hielo en la Submeseta Sur.

Referencias bibliográficas

Benedict, J. B. (1967). Recent glacial history of an alpine area in the Colorado Front Range, USA. 1: Establishing a lichen growth curve. *Journal of Glaciology,* 6, 817-32.

Beschel, R. (1958). Lichenometrical studies in West Greenland. *Arctic,* 11, 4, 254.

Beschel, R. (1961). Dating rock surfaces by lichen growth and its application to glaciology and physiography (Lichenometry). En Raasch, G.O., editor, *Geology of the Arctic 2,* Toronto, University of Toronto Press, 1044-62.

Chueca, J. (1994). Liquenometría. *Cuadernos Técnicos Sociedad Española de Geomorfología (S.E.G.),* Geoforma .

Innes, J. (1985). Lichenometry. *Progress in Physical Geography,* 9, 187-254.

Pérez-López, R., Martín-González, F., Martínez-Díaz, J. J. y Rodríguez-Pascua, M. A. (2012). Datación mediante liquenometría de los desprendimientos rocosos asociados a la sismicidad histórica en Lorca (Murcia, SE de España). *Boletín Geológico y Minero,* 123 (4); 473-485.

FORAMINIFERA AS TSUNAMI TRACERS IN HOLOCENE SEQUENCES OF SOUTHWESTERN SPAIN

L. Guerra (1), F. Ruiz (2), M. Abad (2), C. Veiga-Pires (1)

(1) CIMA-FCT, Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, 8005-139 Faro, Portugal. a40955@ualg.pt
(2) Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, Avd. Fuerzas Armadas, s/n. 21071-Huelva, Spain

Resumen (Foraminíferos como trazadores de tsunamis en secuencias holocenas del Suroeste de España): *El objetivo de este trabajo es la identificación de eventos de alta energía (tsunamis?) en el P.N. de Doñana a partir del análisis de asociaciones de foraminíferos, llevado a cabo en un testigo corto, y comparar estos datos con el registro del tsunami de 1755 que tuvo lugar en el SO de la Península Ibérica, donde los foraminíferos se han mostrado como indicadores muy útiles para caracterizar los paleoambientes pre- y postsunami y delimitar capas tsunamigénicas. El resultado de integrar el estudio de asociaciones de foraminíferos con los resultados de trabajos previos se traduce en una aproximación pluridisciplinar que mejora la precisión de los estudios destinados al reconocimiento de eventos de alta energía.*

Palabras clave: *Tsunami, foraminifero, Holoceno, SO de España*
Key words: *Tsunami, foraminifera, Holocene, SW Spain*

INTRODUCTION

The southwestern Spanish coast is a low-probability tsunamigenic area (e.g., Reicherter, 2001), although sixteen tsunami have been documented for the time-period between 218 BC and 1900 AD (Campos, 1991). These high-energy events have tremendous morphological effects and drastic ecological impacts in coastal areas (Borrero, 2005) and cause the deposition of sedimentary beds with characteristic textural and mineralogical features (e.g., Babu et al., 2007).

Located in the southwestern part of Spain (Fig. 1), Doñana National Park is one of the largest wetlands (~500 km^2) in Europe. According to Rodriguez-Vidal et al. (2011) the 218-209 BC tsunami caused the deposition of sandy and shelly ridges. Three evolutionary phases can be distinguished in the sedimentary record: 1) Pre-tsunami phase, where the continuous growth of the Doñana spit-barrier and the progressive infilling induced the formation of new brackish marsh; 2) Tsunami phase, where a tsunami eroded both the Doñana and La Algaida spit-barriers, introducing sandy sediment with shells and rounded clasts towards the inner part of the estuary; and 3) Post-tsunami phase, characterized by the accumulation of bioclastic sediments over the lagoon margins, windblown sand facies, and an increasing infilling of the lagoon, with a progressive transition towards intertidal-supratidal conditions.

The morphological and sedimentological changes in the coast triggered by such high-energy event were similar to (or even greater) the 1755 AD Lisbon tsunami event. Probably, around that time, the Gulf of Cádiz estuaries were still poorly protected by coastal barriers, and tsunami waves could penetrate many kilometres deep inside, flooding the coeval inner lagoons and tidal plains.

The present paper describes a preliminary study of the foraminiferal assemblages of one drill core, located near a chenier plain in Las Nuevas (Fig. 1, core D). The chenier plains present a complex system of sandy and shelly ridges formations in this area, and are evidence of an intense erosional event. The results are combined with previous studies (e.g., Ruiz et al., 2004, 2005,) made for the same purpose in this area, which provides a complete multidisciplinary approach that increases the accuracy of previous studies.

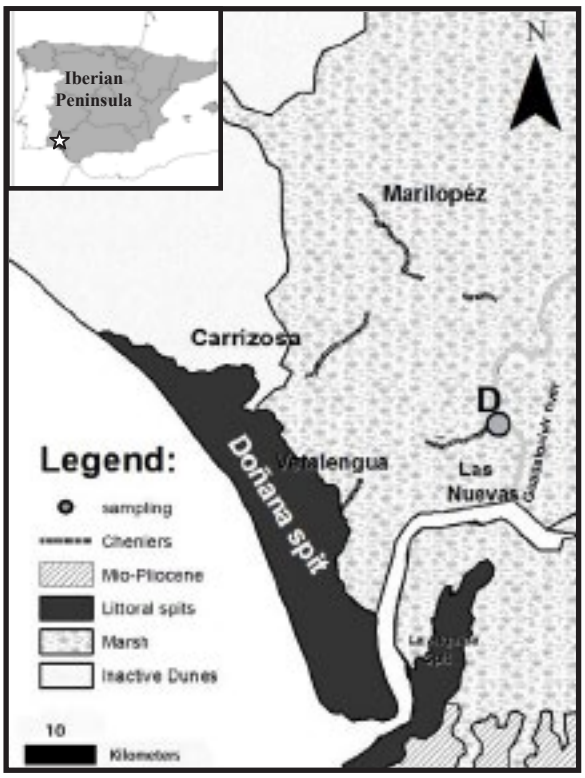


Fig. 1: Doñana National Park geological map adapted from Ruiz et al. (2008) showing the location of the studied core D

GEOMORPHOLOGICAL SETTING

This estuary includes the Doñana National Park where fluvial levees flanking the Guadalquivir river and its former courses, with two main directions, namely N-S and W-E. These fluvial levees have a variable width (300-1500 m) and length (up to 3-5

km), reaching heights of 0.8 to 1 m above the adjacent marshes. The high elevated areas (2-2.5 m above the marsh level) are occupied by characteristic accumulations of bivalves, with beach ridge morphology. They are elongated (3-6 km), with a narrow width (20-30 m) and thickness (0.5 -0.7 m) and can be classified as cheniers (Rodriguez-Ramirez et al., 2008).

METHODOLOGY

The area of Las Nuevas was selected for coring, because it contains the main geomorphological features of the estuary. One core (D) was collected with a 20 mm diameter vibracore reaching up to 1.6 m depth (Ruiz et al., 2004). Approximately 15 g of 22 samples were taken for microfossil analysis, as they were selected according to the main sedimentary changes observed in the core .These samples were washed through a 63 µm sieve to remove the mud fraction and then dried. If possible, more than 300 foraminifera from each sample were picked and identified onto faunal microscope slides. Both the ratio between marine and hyposaline species and the total number of individuals/gram in each sample were calculated (Fig. 2).

CORE DESCRIPTION

The core D (Fig. 2) presents a lower interval (162-129 cm below surface) characterized by massive, bluish clays with very sparse macrofauna. Above this layer, very similar sediments (129-63 cm below surface) present abundant fragments of phanerogams and numerous roots. This homogeneous lithology is only interrupted at depth of 91-79 cm by a silty level with scattered fragments of bivalves (*Cardium edule*). The third interval (63-43 cm below surface) is represented by silts with frequent shells of *Cardium edule, Spisula solida* and *Rissoa* sp. The upper 43 cm present a yellow, sandy body composed of quartz, with abundant and well-preserved molluscs (mainly *Cardium edule*). This macrofauna was disposed in massive beds or with horizontal plane lamination.

RESULTS

- Ecological groups of foraminifera. Two main groups of benthic foraminifera may be distinguished, each one constituted by species with analogous ecology (Murray 1971):

(a) hyposaline lagoons and estuaries assemblage constituted by *Ammonia tepida, Haynesina germanica, Elphidium oceanensis, Elphidium cuvillieri, Discorbis williamsoni* and *Quinqueloculina seminulum*; and (b) continental shelf/marine assemblage constituted by *Nonion granosum, Bolivina spp, Brizalina* spp., *Buliminella elegantissima, Elphidium complanatum,Elphidium crispum, Quinqueloculina stelligera, Adelosina longistrata, Lagena* sp., *Miliolinella subrotunda, Bulimina elongata, Bulimina gibba, Uvigerina peregrina, Spirallina vivipara, Planorbulina mediterranensis, Cibicides lobatulus, Stainforthia* sp., *Dentalina* sp., *Rosalina* spp., *Epistominella* sp., *Hoeglundina elegans, Asterigerinata mammilla* and *Nonion fabum, Pararotalia* sp.

- Zonation of the core. The foraminifera analysis of core D allow us to differentiate five zones in the recent palaeoenvironmental evolution of this Doñana sector.

Zone D1 (162-129 cm): marked by the presence of planktonic foraminifera (~50 ind/g) and low abundance of benthic foraminifera.

Zone D2a (129-91 cm): marked by a diminution of the planktonic and low abundance of benthic individuals.

Zone D2b (91-79 cm): showing an absence of foraminifera at the base, followed by an increasing density towards the top, in both benthic and planktonic species.

Zone D2/D3a (79-45 cm): characterized by the presence of both hyposaline/estuarine and continental shelf benthic foraminifera, as well as planktonic individuals.

Zone D3b (45-30 cm): characterized by an abrupt increase of both benthic foraminifera diversity and density towards the top and similar occurrence of hyposaline lagoon/estuarine and marine assemblages together with planktonic species.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The lower zone D1 (162-129 cm below surface), shows a foraminiferal assemblage mainly dominated planktonic species and low abundance of benthic foraminifera, corresponding to an open lagoon environment under marine influence. This is in agreement with the previously ostracoda environmental description as a lagoon environment by Ruiz et al., 2004.

Zone D2a is marked by a diminution of the planktonic species and low abundance of benthic individuals, corresponding to a restricted mud flat or marsh. This zone corresponds to a subunit of the ostracoda D2 zonation, described as a restricted mud flat environment by Ruiz (2004).

Zone D2b shows an absence of foraminifera at the base, followed by an increasing density towards the top, in both benthic and planktonic species. These results are in accordance with the existence of reworked macrofauna (fragments of scaphopods, bryozoans and sponges) previously observed in this layer and interpreted as a storm deposit (tempestite) deposited in the marine sector of the estuary.

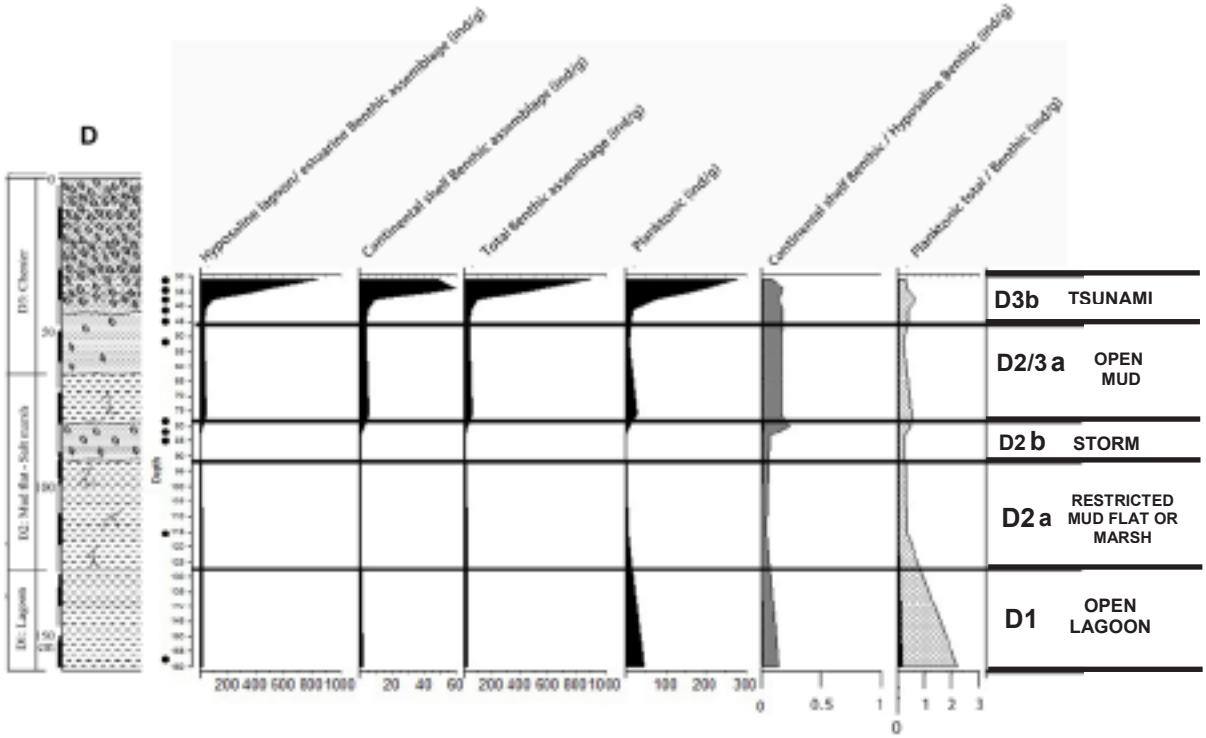


Fig. 2: Abundance and assemblages of foraminifera in the core (number of individuals per gram). Zonation presented on the left side of the figure is from Ruiz et al., 2005, whereas the zonation on the right side is proposed in the present work, based on foraminiferal assemblages.

Zone D2/D3a represents a transitional zone, marked by the presence of both hyposaline/estuarine and continental shelf benthic foraminifera as well as planktonic individuals, and corresponding to a more open mud flat environment.

Zone D3b shows an increase in density of all species towards the top, with presence of coastal marine foraminiferal assemblages and a larger number of planktonic species. Ruiz et al. (2004) described this D3 subzone as a chenier produced by a high-energy event (tsunami?) that probably occurred around 218-209 BC (Rodriguez-Vidal et al., 2011), which final result is the accumulation of massive beds of estuarine macrofossils in the intertidal-supratidal areas of the lagoon.

In the present work we observe that this high-energy events leads to a change in foraminiferal assemblages, which was not observed in previous ostracods analysis . This suggests that foraminifera are more adequate to record extreme environmental changes, mostly through the ratio between coastal marine and hyposaline assemblages and the presence of planktonic individuals. However, higher resolution analysis is needed for better constraining the event.

ACKNOWLEDGMENTS

This research was funded by the Spanish–FEDER Projects CGL2012-30875, a Project funded by the FCT (PTDC/CTE-GIX/110205/2009) and three Research Groups of the Andalusia Board (RNM-238, RNM-293, and RNM-349). This work was in part sustained by the CIMA strategic project PEst-OE/MAR/UI0350/2011 (CIMA), funded by the portuguese Foundation for Science and Technology (FCT).

References

Babu, N., Suresh Babu, D.S., Mohan Das, P.N., 2007. Impact of tsunami on texture and mineralogy of a major placer deposit in southwest coast of India. Environmental Geology 52, 71-80.

Borrero, J.C., 2005. Field data and satellite imagery of tsunami effects in Banda Aceh.Science 308, 1596.

Campos, M.L., 1991. Tsunami hazard on the Spanish coasts of the Iberian Peninsula. Science of Tsunami Hazards 9, 83–90.

Reicherter, K., 2001. Paleoseismological advances in the Granada Basin (Betic Cordilleras, southern Spain). Acta Geológica Hispánica 36, 267-281

Rodríguez-Vidal, J., Ruiz, F., Cáceres, L. M., Abad, M., González-Regalado, M. L., Pozo, M., Carretero, M. I., Monge, A. M., Gómez, F., 2011. Geomarkers of the 218–209 BC Atlantic tsunami in the Roman Lacus Ligustinus (SW Spain): A palaeogeographical approach. Quaternary International 242, 201–212.

Rodríguez-Ramírez, Yáñez-Camacho, C.M., 2008. Formation of chenier plain of the Doñana marshland (SW Spain): Observations and geomorphic model . Marine Geology 254, 187–196.

Ruiz, F., Rodríguez Ramírez, A., Cáceres, L.M., Rodríguez-Vidal, J., Carretero, M.L., Clemente, L., Muñoz, J.M., Yáñez, C., Abad, M., 2004. Late Holocene evolution of the southwestern Doñana National Park (Guadalquivir Estuary, SW Spain): a multivariate approach. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 204, 47–64.

ARGUABLE THEORIES ABOUT THE ETERNITY OF STEPPES AND AMPLE OPPORTUNITIES TO CREATE FOREST ECOSYSTEMS BY RECLAMATION OF UKRAINIAN STEPPE ZONE.

Travleev A. (1) & Belova, N. (1) (1) U.E. Dnepropetrovsk, Ukraine

Abstract: *During many year geobotanists, soil scientists and even geologists tried to decide the following questions: were our steppes covered with forests?. Could a wood species grow in steppe?. Even at present there are some 'experts' who are ready to discredit the forestation and necessary arrangement of forest shelter belts in steppe regions.. Dnipropetrovsk soil-geobotanical school came to the conclusion that inside the chernozem zone forests grew, grow and will grow in steppe. Micromorpholodgy of pleistocene and post-pleistocene soils of Ukraine was examined by N. Belova and others authors . During wolstonian stage glaciation Ukraine and Russia the ice went down upon the valleys of the river Don and Dnieper. In the Dnieper maximum glaciation period the wood polen is shown by pine and birch, a small quantity of firtree polen is also appeared. Williams (1948) contended that in chernozem region the forest vegetation preceded the steppe vegetation. All covered with glaciers areas go through the path of development of vegetation, soil and climate in the following zonal sequence: tundra–forest–steppe–desert.*

Palabras claves: estepas, paleovegetación, glaciaciones, Cuaternario, Ucrania.
Key words: steppe*, paleoforests, glaciation, Quaternary, Ukraina.*

Pending many years geobotanists, soil scientists and even geologists tried to decide the following questions: Were our steppes covered with forests? Could a wood species grow in steppe? . There were misthoughts that wood species cannot grow in steppe, that forest vegetation makes chernozem degraded, that steppe is eternal in chernozem zone of Ukraine (Schimper, Paczoski, Tanfiliev, Grisebach, Baer, Middendorff, Polimpsestov, Fr. Tecman, Kostychev, Whitney, Voeykov, Sprygin and others).

Even at present there are some 'experts' who are ready to discredit the forestation and necessary arrangement of forest shelter belts in steppe regions. All explanations about steppe absence of forests are being ruined through the first touch with facts. The scientific researches of Zonn, Belgard, Sydelnyk, Sukachev, Vysotsky, Pogrebnyak, Dimo, Krupenikov, Aderichin, Karpachevsky, Dnipropetrovsk soil-geobotanical school, works of the scientists of Prysamarya scientific-academic center and Complex expedition for forest steppe zone research in Ukraine and Moldova over 80 years of work in steppe forests came to the conclusion that inside the chernozem zone forests grew, grow and will grow in steppe.

It is currently proved that forest vegetation preceded steppe one in chernozem area (Sibirtsev, Aderichin, Belgard, Dimo, Travleev, Zonn, Stadnichenko, Becarevich, Belova, Krupenikov and others). In the ravine natural forests there was discovered leached "forest chernozem"–chernozem forest soil lessive = Luvic Chernozem. There is no stability and eternity of steppe (Targulian, 1974; Shoba, 1999; Belova and Travleev, 2000).

Micromorpholodgy of pleistocene and post-pleistocene soils of Ukraine was thoroughly examined in works of Matviishina, Gerasimova, Yarilova, Belova. A special interest for the south of Ukraine is a large-scale glaciation which is discovered in Quaternary period when there was general fall of temperature. On the Russian Plain the glacier went down to 50 degrees of northern latitude by two powerful tongues upon river valleys.

Wolstonian Stage glaciation was the largest one. The whole Northern Europe was covered with ice. In Ukraine and Russia the ice went down upon the valleys of the river Don and the river Dnieper, Kharkiv, Voronezh. Dnieper glacier receded very fast, but the fall of temperature accompanying the glaciation had an effect on flora and fauna. In Europe many psychrophilic animals passed far to the south – musk-ox, mammoth, woolly rhinoceros, reindeer, etc.

Among variety of information about advancement of glaciers in Quaternary period with the development of proper flora and fauna the special interest is attracted by works of Grychuk, Karlov (1946) in which the schematic maps of floral zones in Lichvin-Dnieper Intergracial period are presented. The scientists consider that in Vaga River basin according to the composition in the lower moraine the fir-pine mixed forests with small admixture of broad-leaved breeds of trees existed. These forests reached the coast of Azov Sea.

During the Dnieper Maximum Glaciation period the wood polen is shown by pine and birch, a small quantity of firtree polen is also appeared. Williams (1948) contended that in chernozem region the forest vegetation preceded the steppe vegetation. Close by all large glaciers, located on plains, tundras, moving to the north, are situated. Down south steppes and deserts develop. The opinion that the first phase of vegetation development of Ukrainian South was desert does not stand up to criticism (Williams, 1948). All covered with glasiers areas go through the path of development of vegetation, soil and climate in the following zonal sequence: tundra–forest–steppe–desert.

References.

Belgard A. L. 2013.- « Vegetation of southeast USSR. (Бельгард А. Л. Растительность юго-востока УССР)". Dnipropetrovsk, 263pp (second edition).

Gerasimov I. P., Markov K. 1939.- "Quaternary geology. (Герасимов И.П., К. Марков. Четвертичная геология.)". Moscow. 303pp.

Lepikash Yu. 1935.- "About geomorphological causes of plant cover development of USSR. Journal of Institute of Botany of Ukrainian Academy of Sciences. (Лепикаш. Ю. О геоморфологических мотивах развития растительного покрова УССР. Журнал института Ботаники Украинской Академии наук.) - № 5 (31):13 – 74.

Pydoplychka I. G. 1946.- "Ukrainian Quaternary paleogeography sketch".In "Quaternary paleogeography issues". (Пидопличка И. Г. Очерк четвертичной палеогеографии Украины. / В книге "Проблемы полеогеографии четвертичного периода".). Public. Academy of Sciences of USSR. Moscow, 187pp.

Vilyams V. 1936.- "R. Dokuchaev in a struggle with drought". In "Our steppes before and now". (Вильямс В. Р. Докучаев в борьбе с засухой. / В кн. "Наши степи прежде и теперь".) – M.L.: 5 – 16.

RESTOS DE MACROMAMÍFEROS EN LA TERRAZA T12 DEL GUADALQUIVIR EN LA RINCONADA (SEVILLA): PRESENCIA DE *HIPPOPOTAMUS AMPHIBIUS* LINNEO, 1758.

R. Baena-Escudero (1), I .Guerrero-Amador (1), J.J. Fernández-Caro (1,2), M.P. Espigares (3,4), S. Ros-Montoya (3), J.C. Posada-Simeón (1),

(1) Dpto. Geografía Física. Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Sevilla. C/ María de Padilla s/nº. 41004-Sevilla. baena@us.es, inmaguer@us.es, posada@us.es
(2) Drtor. Seminario Francisco Sousa: Geomorfología, Paleontología y Arqueología. U. Sevilla-Ayto. La Rinconada. Avda. Los Chapatales, s/nº, 41309-La Rinconada (Sevilla). josejuan.fernandez@hotmail.com
(3) Museo de Prehistoria y Paleontología Municipal de Orce.C/ Las Tiendas s/nº. 18858-Orce (Granada)
(4) Departamento de Ecología y Geología, Universidad de Málaga. Avda. Cervantes 2. 29071-Málaga.

Abstract (Macromammals remains of the T12 terrace of the Guadalquivir River in La Rinconada (Seville, Spain): Presence of Hippopotamus Amphibius Linneo, 1758): *The T12 terrace of the Guadalquivir River has been found to be the point of reference in the paleontological macrommal fauna of the second half of the Middle Pleistocene together with the associated acheulean industry. The presence of a hippopotamus of great dimensions found in the base of the terrace opens a new interpretation of the chronology and the climatic environment at the beginning of the formation of the terrace during the MIS 12.*

Palabras clave: Guadalquivir, Terraza, *H. amphibius*, Cronología
Key words*: Guadalquivir, Terrace, H. amphibius, Chronology*

INTRODUCCIÓN

En la Península Ibérica el Pleistoceno Medio de ámbitos fluviales se caracteriza por la abundante y generalizada presencia de restos de *elephas (palaeoloxodon) antiquus*, en algunos casos asociada con industria Achelense y también con otros restos de grandes macromamíferos herbívoros *como Bos primigenius, Equus caballus, Cervus elaphus*, o *Hippopotamus amphibius* (Sesé et al., 2000; Villa et al., 2005; Schreve et al., 2007; Santonja y Pérez-González, 2010). Así se documenta tanto en las terrazas medias de los afluentes del Duero a entre +30 m (Ambrona) y +34 m (La Maya II); como en las del Tajo a +40-42 m y +25-30 m, en los valles del Jarama (Áridos 1 y 2, Arganda I y II) y Manzanares (San Isidro, Arenero Pantoja de La Sagra) respectivamente; además de en las del propio río Tajo (Pinedo, +25-30 m). Para todas ellas se aportan cronologías que en relación con la presencia de macrofauna e industria lítica oscilan, grosso modo, entre los 379 y los 130 Ka, con especial adscripción a periodos templados correspondientes a los estadios isotópicos marinos MIS11, MIS10/9, MIS 9, MIS 8/9, y MIS 7 (Santonja y Pérez-González, 2010; Panera et al., 2011; Pérez-González et al., 2013).

Por otro lado, la presencia de H*ippotamus amphibius* es escasa, circunscribiéndose hasta el momento, a las terrazas del Tajo de entre +40-45 m (Toledo, Salchicha Inferior, Buenavista Inferior), +25-30 m (Pinedo) y en el Jarama a +30-32 m (Arganda I); así como en ambientes lacustres finales de la Cuenca de Guadix-Baza (Solana de Zamborino) o en el mediterráneo, en el relleno de la cueva valenciana de Bolomor (Soto, 1979; 1980; Sesé et al., 2000; Alférez, 1977; Martin Penela, 1988; Ruíz Bustos, 1999; Blasco & Fernández, 2012). En todos los casos es común su asociación con industria lítica al igual que con E*lephas antiquus* y/o E*quus caballus* (Pinedo, Solana de Zamborino, Cueva de Bolomor), oscilando las cronologías de referencia igualmente entre los más de 300 Ka de Solana de Zamborino (Ruiz Bustos, 1999; Alberdi y Ruiz Bustos, 1985) y los más de 120 Ka de cueva de Bolomor (Blasco y Fernández Peris, 2012). En este caso, su existencia introduce para los distintos autores condiciones climáticas al menos templadas con, o bien máximos de humedad, o bien lo suficientemente húmedas como para garantizar una mínima profundidad de agua en los ríos durante todo el año en un paleoambiente de sabanas con bosques (Soto, 1980; Sarrión y Fernández, 2006; Sesé et al., 2000).

En el valle del Guadalquivir, la terraza de Jarillas en La Rinconada (Sevilla), como último nivel de las terrazas medias del Guadalquivir (T12) a +26-32 m, es conocida desde antiguo por la presencia de restos de E*lephas antiquus* (Aguirre et al., 1973; Clemente et al., 1977) junto con *Equus hydruntinus* en los niveles inferiores del perfil "Viejas Jarillas" y con industria lítica achelense en el perfil "Pionner J.A". (Díaz del Olmo y Vallespí, 1988; Baena, 1993; Díaz del Olmo et al., 1993). En este mismo lugar, años después se menciona por primera vez la presencia, en las facies Sp y Sr de la unidad 3 de la secuencia estratigráfica de Baena (1993), de hippopotamus (canino superior izquierdo y un fragmento de vértebra) junto con fragmentos de *Bos s.p. y Cervidae cf. dama* (Caro, 1999, 2006).

En este trabajo se confirman y amplían estos hallazgos, con la presencia de *hippopotamus anphibius* e industria lítica Achelense asociada. Todo ello en la misma terraza para la que se aportan cronología por TL, pero ahora en la explotación de áridos SANDO-La Cabaña situada a unos 1000 m al Este de la desaparecida Pionner.
.

SITUACION Y METODOLOGÍA

La explotación de "Aridos y Reforestaciones S.A." (SANDO), se ubica al sur del camino de servicio que desde el Km. 9,2 de la A-8008 se dirige a la Hacienda "La Cabaña". Su extensión comprende una franja de terreno colindante al mencionado camino de unos 1750 m. de largo por unos 375 m de ancho (Fig.1). Con motivo del Proyecto ""Patrimonio Cuaternario de las terrazas del Guadalquivir en el municipio de La Rinconada (Sevilla)" (SI-048/08) y gracias a la colaboración de la empresa SANDO S.A., se ha tenido la oportunidad de efectuar durante los años 2011 y 2012 un control geomorfológico, paleontológico y arqueológico sistemático de los numerosos frentes de explotación abiertos. En total el área prospectada alcanza las 65 has de extensión en una franja de terreno que se extiende de NW a SE, aproximadamente entre las coordenadas geográficas 37º28´90´´N-5º55´38´´W y los 37º27´55´´N-5º55´24´´W de sus extremos más occidentales y los 37º27´36´´N-5º54´14´´W a 37º27´26´´N-5º54´16´´W de los más orientales.

El sistema utilizado en la explotación ha consistido en el control de las cuadrículas de tamaño no superior a las 2 Has con frentes de hasta 70 m y que han sido numeradas por nosotros como C1 a C21. Fundamentalmente se ha priorizado el trabajo en las que estaban en situación de extracción de áridos bajo el agua o en superficie. Para los depósitos sumergidos se controló la profundidad de extracción a través del tamaño de la cazoleta (2 m) y del brazo extensible de la mega-retroexcavadora oruga que, en su máxima apertura, alcanza profundidades de hasta 7 m bajo la lámina de agua.

La secuencia litoestratigráfica modelo del aluvionamiento de la terraza en la zona se ha obtenido a partir de las cuadrículas C19, 20 y 4 donde se han tomado un total de cuatro dataciones por TL (Baena et al., en este volumen), y se ha situado la posición de la industria lítica y la macrofauna encontrada.

SECUENCIA DE TERRAZAS EN LA RINCONADA Y POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LOS RESTOS ECONTRADOS

El río Guadalquivir con más de millón y medio de años de evolución, ha desarrollado en su valle Medio (Córdoba) y Bajo (Sevilla) cuatro complejos de terrazas integrado por 14 niveles consecutivos que integran la "Secuencia General de Terrazas del Guadalquivir" (Baena, 1993; Baena et al., 2005); y de los cuales, en el término municipal de La Rinconada, se encuentran los cinco últimos (Fig.2):

-Los más altos, corresponden a los dos primeros niveles del Complejo de Terrazas Medias (CTM) denominadas como T10 ("Saltillo") y T11 ("Tarazona"), quedando situadas en el extremo sur-oriental del término municipal. Sus alturas oscilan entre los +55-50 m sobre la lámina de agua del río actual de la primera y los +45-40 m de la segunda. Sus espesores sedimentarios, muy irregulares, rondan los 8 m de media, estando integrados por diversas estratigrafias aluviales de medios lacustres, meandriformes, coluvionares y de arroyos que desmantelaban los suelos rojos o generaban "tierras negras" vinculadas a encharcamientos superficiales.

-Por su parte la T12, denominada "Jarillas" en la zona de estudio, es la última de las terrazas Medias, destacando por su extensión, su amplio escarpe de más de 10 m y su rentabilidad para la explotación de áridos. Con un ondulado contacto con el sustrato de margas, el relleno aluvial supera los 17 m de potencia e incluye secuencias complejas con profundos fondos de cauce excavados en las margas con abundantes gravas y arenas, que dan paso a dinámicas meandriformes de gravas medias y arenas, y finalmente a depósitos limo-arcillosos de inundación y relleno de meandros abandonados de grandes dimensiones.

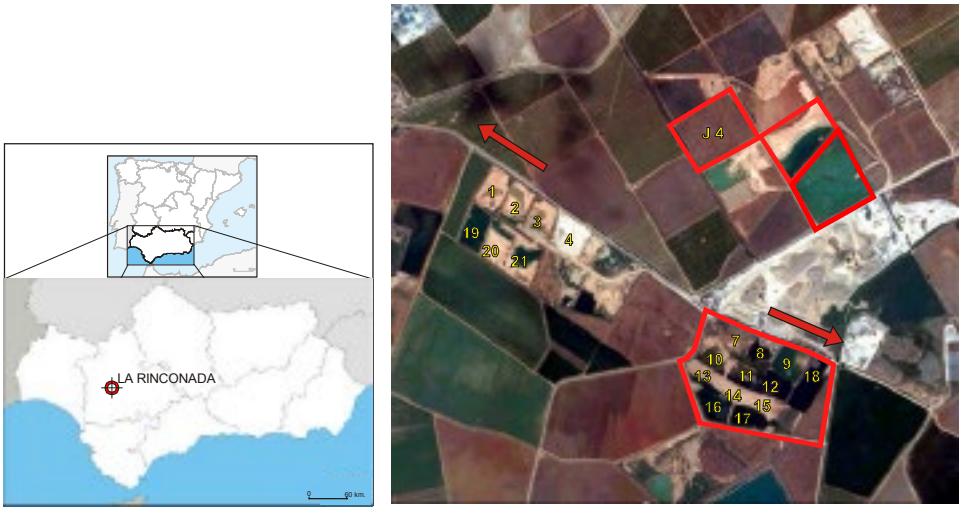


Figura 1: Situación de la explotación de áridos SANDO-La Cabaña (La Rinconada, Sevilla), con indicación de las cuadrículas prospectadas

-Por último, la terraza baja y las muy bajas están integradas por la T13 (San José de La Rinconada) a unos +13-15 m y la T14 (llanura de La Rinconada) a +8-9 m. La primera cuenta con espesores superiores a los 8 m formados por pavimentos de gravas cementados sobremontados por arenas y sedimentos finos a techo (1,5 a 2 m). La segunda, más baja e inmediata al río (+8-9 m), se caracteriza por el dominio de los finos de inundación con numerosos meandros y cauces abandonados de época histórica.

Aprovechando la explotación de gravas existente sobre la T12 a cotas de entre +26 y +29 m en el sector de SANDO-La Cabaña, se ha procedido a levantar la litoestratigrafía modelo de esta terraza. En ella se aprecia una secuencia integrada por seis unidades de las cuales las dos primeras se encuentran total (USLC-1) o parcialmente sumergidas (USLC-2), con el siguiente desarrollo de muro a techo (Fig.3):

USLC-1: sobre el sustrato de margas azules de manera erosiva y con límite neto y fuertemente ondulado (2-3 m), esta unidad de más de 6 m de potencia la integran gravas gruesas (Gm) sobremontadas por arenas finas masivas (Sh) alternantes a techo con lechos de gravillas (Sp y Sr) que culminan en niveles centimétricos y discontinuos areno-limosos o arcillo-limosos de inundación (Fm). Sumergida bajo el nivel piezométrico, de ella extraen las retroexcavadoras gravas gruesas y arenas junto con restos de *Elephas antiquus* e *Hippopotamus amphibius* y numerosas piezas líticas representativas del Achelense.

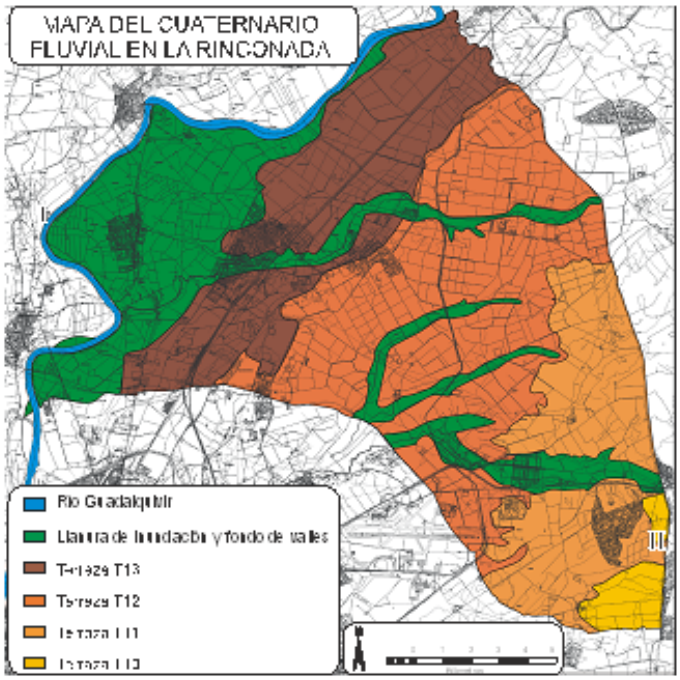


Figura 2: Terrazas del río Guadalquivir en el municipio de La Rinconada (Sevilla).

USLC-2: Integrada en la base por gravas medias masivas (Gm), dan paso mediante límite neto a un depósito mixto de gravillas y arenas alternantes de entre 3 y 3,5 m de potencia con estratigrafía cruzada, ripples y niveles areno-limosos masivos centimétricos (2-10 cm) intercalados o a techo. De ella se han obtenido restos de équidos y bóvidos en la base (Gm y Sp) y de elefantes en toda la unidad (St y Sr) así como industria lítica y una primera muestra para TL (SJR1) de resultado superior a los 150 ka.

USCL-3: Con gravas medias y pequeñas en su base en posición de fondos de canal, hacia arriba alternan con arenas. Todo con fuerte rubefacción (2.5 YR 4/6-8), su potencia oscila entre 1 y 2,5 m, habiéndose obtenido de las gravas y gravillas industria lítica, y de las arenas a muro y techo, dos muestras para TL (SJR2 y 3) que arrojaron cronologías superiores a los 150 ka.

USLC-4: Compuesta por limos y arcillas con carbonatos, rasgos de bioturbación por raíces y grietas rellenas de arcillas rojas (5YR 4/6) o carbonatos, alcanza los 5 m de potencia. A techo contiene un importante desarrollo edafológico con horizontes Bta/Bca. Del contacto con la unidad inferior se ha extraído industria lítica y una datación por TL del último metro superior (SJR4) que aportó una edad de más de 150 ka.

USLC-5: Con límite neto y de manera lateral se sobrepone a las unidades 4 y 3, con gravillas, arenas, limos y arcillas alternantes con abundantes

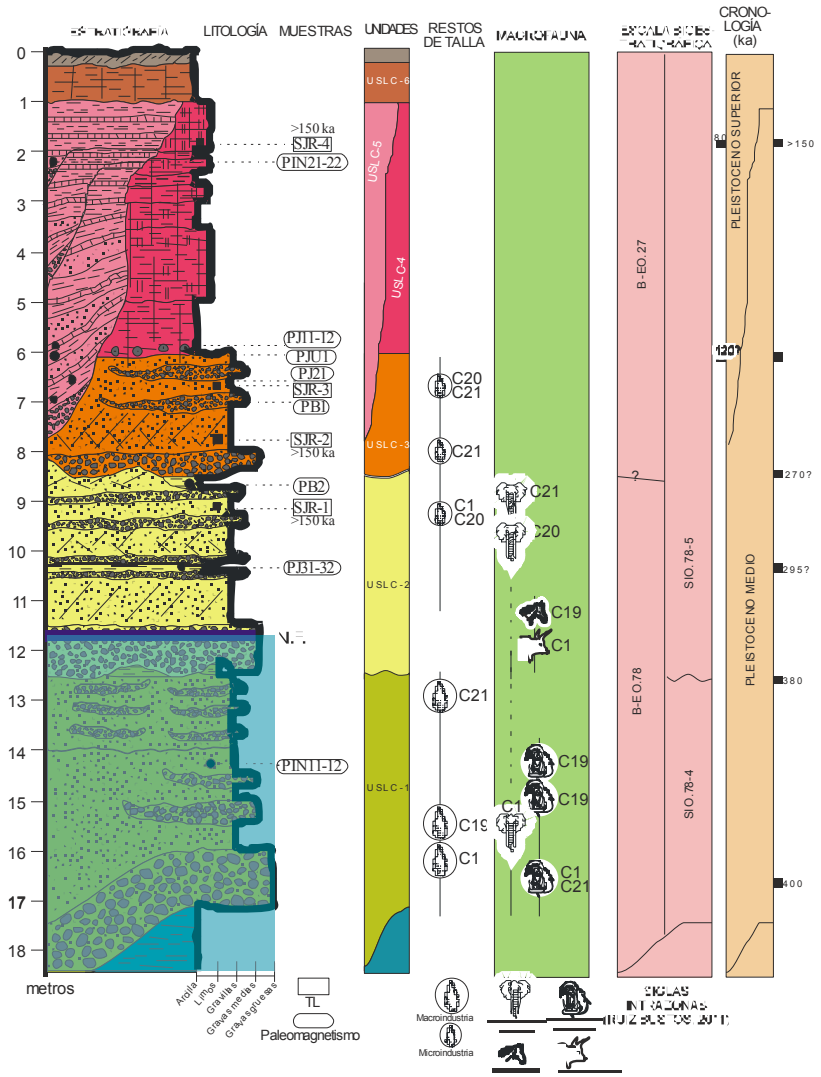


Figura 3: Modelo de litoestratigrafía de la T12 en SANDO-La Cabaña a partir de las C19-20 y 4.

carbonatos laminados y en varias secuencias solapadas y erosivas unas sobre otras como corresponde a una colmatación de cauce abandonado de hasta 7 m de potencia. Este nivel se corresponde con las unidades 2, 3 y 4 del perfil "Jarillas Martillo" (Baena, 1993), de donde se obtuvo una datación de 80 ka a techo (Díaz del Olmo, et al., 1989); y también con las JP6 y JP7 del perfil "Jarillas-Pionner", a cuyo muro se asignó una edad de 120 ka por paleomagnetismo (Baena y Guerrero, 2011).

USLC-6: Cierra la secuencia un nivel de limos y arcillas masivas de inundación (Fm) de hasta 1 m de potencia con edafogénesis pardo-fersialítica que se sobrepone tanto a la unidad USLC-5 como a la 4.

RESTOS PALEONTOLÓGICOS

Los restos paleontológicos recogidos en la prospección ascienden a casi un centenar de fragmentos óseos. A excepción de los dientes aislados, la mayor parte de ellos se encuentran muy fracturados por la acción de la maquinaria pesada durante los trabajos de extracción de gravas.

Además de una pelvis y un fémur completos, el total de restos controlados asciende a 20 fragmentos pertenecientes al género *Elephas*: un fragmento craneal; un fragmento molar (M2/ o M3/) en el que se observa, en vista oclusal, la forma típica que dibuja el esmalte en el género *Elephas*; tres pequeños fragmentos de defensa en los que son visibles las líneas de Schreger que permiten adscribir los restos a *Elephas (Palaeoloxodon) antiquus*, dos fragmentos mediales de escápula que podrían pertenecer al mismo individuo; un fragmento de costilla; una epífisis distal de tibia izquierda; seis fragmentos de diáfisis de huesos largos; dos astrágalos derechos,

	Actual	Las Jarillas IACT-Se1	Arganda I (Soto, 1980)	Huéscar 1 (Mazo et al.,1985)
Especie	*H. amphibius*	*H. amphibius*	*H. amphibius*	*H. antiquus*
Diámetro antero-posterior (anchura máxima en mm)	51,5	95,8	50,1	55
Diámetro vestibular-lingual (espesor máximo en mm)	29,5	58	37,2	42
Cronología (ka)	-	¿>400?	350	900

Tabla 1. Dimensiones del canino inferior del hipopótamo de la terraza de Jarillas (IACT-SE1) comparado con otros incisivos inferiores de *H. amphibius* y *H. antiquus*

que permiten establecer la presencia de al menos dos individuos de esta especie; un posible fragmento de cuneiforme y dos restos óseos indeterminados que por su tamaño sólo pueden pertenecer a un Proboscídeo.

También se ha registrado otro megaherbívoro, un *Hippopotamus cf. amphibius*, del cual la mayoría de los restos corresponden a fragmentos craneales: once fragmentos de canino, cuatro de ellos casi completos; cuatro fragmentos de incisivos; un fragmento de diente indeterminado; un fragmento de paladar y una epífisis distal de radio.
Existen nueve restos que han sido identificados como herbívoros de talla megaherbivoro (TMH, >2721 kg), ya que no ha sido posible identificarlos taxonómicamente y que podrían pertenecer al orden *Proboscidea* o a las familias *Hippopotamidae* o *Rhinoceratidae*. Estos nueve restos son: un fragmento de una raíz dental; cuatro fragmentos vertebrales; un fragmento de un hueso plano; un fragmento de diáfisis humeral; un fragmento de hueso largo y una astilla de grandes dimensiones.

También se han identificado cinco restos de cf. *Bos primigenius*, un tercer molar inferior derecho; 2/3 distales de un húmero derecho; dos fragmentos de dos metatarsianos; y un posible cubonavicular izquierdo. Por último, se han identificado tres restos de *Equus*, un fragmento de diente inferior de gran tamaño y una tercera falange bastante grande, clasificados como *Equus ferus*; y un primer molar izquierdo superior de *Equus sp.*

Los restantes huesos analizados no han podido ser clasificados taxonómicamente, aunque se han agrupado en función de su tamaño corporal: diez restos de talla grande (TG, 340-907 kg); cinco fragmentos de hueso largo entre los que se puede identificar dos fragmentos humerales; un fragmento de hueso plano (cintura escapular o pélvica); un fragmento de un metapodio indeterminado y tres astillas de hueso. También se ha reconocido un fragmento posterior de diáfisis de metapodio indeterminado perteneciente a un rumiante y cuatro restos óseos que no han sido clasificados y se han incluidos en la categoría de talla indeterminada (TI).
La disminución de la talla de Hipopotamus amphibius en Europa al final de la SI1.8 (aproximadamente un millón de años) hasta sus descendientes actuales, convierte a la especie desde su aparición en un indicador biocronológico fiable. Desgraciadamente sus especificas condiciones ecológicas hacen que no sea una presencia frecuente en los yacimientos. En relación con los restos de *Hipoppotamus* encontrados, uno de los dos fragmentos con gran tamaño, obtenido de la USLC-1, en la cuadrícula C21, ha sido objeto de un estudio particular en el Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (IACT). Se trata de un fragmento (rodaja) de canino inferior derecho (IACT-Se1), con la zona intersticial de la dentina (TIZ), completamente cerrada y donde se dibuja una delgada línea en la citada dentina. Esto indica que la sección del canino, de forma triangular, con surco lingual, se sitúa más lejos del alveolo que de la faceta de desgaste, que forma la corona del canino. En cuanto a su tamaño, cabe destacar que el diámetro antero-posterior es de 95,8 mm, siendo su diámetro vestibular-lingual de 58 mm. Estas dimensiones indican una gran talla, mayor que la de los ejemplares de los yacimientos de Arganda I en las terrazas del rio Jarama, y la Solana del Zamborino (Tabla 1).

DISCUSIÓN DE RESULTADOS Y CRONOLOGÍA

Las cuatro dataciones TL efectuadas sobre las unidades que conforman la mitad superior del aluvionamiento de la T12 (USLC-2, 3 y 4), indican que toda ella, a excepción de la secuencia de colmatación del paleocauce superior (USLC-5 y 6), corresponde a un Pleistoceno Medio de edad superior a los 150 ka. En igual sentido apuntan los datos paleomagnéticos que correlacionan el muro de la terraza con momentos anteriores a 200 ka (Baena y Guerrero, 2011), y la presencia de *Bos primigemius* en la unidad USLC-2 que nos lleva a fechas anteriores que puden llegar, en su límite inferior, a los 350-400 ka.

Por su parte, las industrias de este nivel, a su vez asociadas a los restos paleontológicos anteriores, con abundante macroindustria claramente Achelense, pueden ser situadas también en la segunda mitad del Pleistoceno Medio.

Una vez establecidos estos límites cronológicos de partida, podemos entrar a considerar la presencia del ejemplar de *Hipopotamus amphibius* IACT-Se1. A este respecto, conviene recordar la existencia de ejemplares de esta especie en otros yacimientos (Pinedo, Arganda I, Solana y Bolomor), todos ellos datados entre más de 300 y 120 ka. En Solana de Zamborino, con fechas iguales y superiores a 300 ka, encontramos este artiodáctilo en unas

condiciones ambientales cálidas y húmedas dentro de la intrazona SI0.78-5 de Ruíz Bustos (2011) pero menos húmedas que las correspondientes a las de la SI0.78-4 en 550 ka, que hasta el momento no han aportado hipopótamo.

Por otro lado, teniendo en cuenta que la talla de los hipopótamos disminuye hasta la actualidad; que las siglas intrazonas anteriores a Solana desde la

SI0.78-4 hasta la SI0.78-2 presentan grados máximos de humedad; y que nuestro ejemplar tiene unas magnitudes mayores que los individuos de la intrazona (SI0.78-5), es razonable pensar que el hipopótamo de Jarillas alcance edades ampliamente superiores a los 300 ka, proponiendo una edad probable, incluso superior a los 400 ka, acercándose a la sigla intrazona SI0.78-4. Esto infiere que durante el MIS-12 o incluso antes cuando se inició la formación de la terraza, en el valle del Guadalquivir dominaría un ambiente cálido y muy húmedo en pleno estadio glaciar.

CONCLUSIONES

Los datos aportados en este estudio permiten llevar el comienzo de la T12 del Guadalquivir en Jarillas (+26-32 m), al inicio de la última mitad del Pleistoceno Medio. Por otro lado, la presencia en la unidad basal del aluvionamiento de *Hippopotamus amphibius* de tamaño superior a los existentes en otros yacimientos pleistocenos, plantea para nuestro ejemplar una edad más antigua que podría alcanzar la base de la intrazona SI0.78-4 (380-490 ka). Además, la necesidad de condiciones ambientales cálidas y húmedas para el desarrollo de esta especie nos llevaría a relacionar el inicio de la terraza con momentos cálidos y húmedos que se contraponen con el estadio MIS12 en el que, con probabilidad, nos hallaríamos.

Agradecimientos:. Este trabajo ha sido financiado por "Hacienda Retamar, S.A" y "Promociones y Construcciones Angulo Sánchez S.A", dentro del Proyecto art. 68/83 Universidad de Sevilla-Ayuntamiento de La Rinconada "*Patrimonio Cuaternario de las terrazas del Guadalquivir en el municipio de La Rinconada (Sevilla*)" (SI-048/08). Es una contribución al Grupo de Investigación del P.A.I. "*Geografía Física Aplicada y Patrimonio*" (HUM-697). Al Prof. Antonio Ruiz Bustos por su información y nuestro reconocimiento a la empresa SANDO S.A. y a los maquinistas D. Oscar Simón Mera y D. Santiago Moreno Moreno, por su inestimable colaboración.

Referencias bibliográficas.

Alberdi, Mª.T. y Ruíz Bustos, A. (1985). Descripción y significado bioestratigráfico y climático de Equus e Hippopotamus en el yacimiento de Venta Micena (Granada). *Estudios Geológicos*, 41:251-261.

Alférez Delgado, F. (1977). Estudio del sistema de terrazas del río Tajo de W de Toledo. *Estudios Geológicos*, 33:223-250.

Aguirre, E.; Lhénaff, R.; Zazo, C. (1973). Nuevos fósiles de elefantes en Andalucía. *Estudios Geológicos*. 29, 295-306.

Baena, R. (1993). Evolución cuaternaria (3 M.a.) de la Depresión del Medio-Bajo Guadalquivir y sus márgenes (Córdoba y Sevilla). Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla, 589 pp.+ cart.

Baena, R.; Fernández, J.J. y Guerrero, I. (2005). Secuencia paleomagnética y paleolítica del Cuaternario aluvial del Bajo Guadalquivir: actualización y nuevos resultados. Cuaternario mediterráneo y poblamiento de homínidos, Gibraltar, 35-37.

Baena, R. y Guerrero, I. (2011). Aproximación a la magnetoestratigrafía de la última terraza media del Guadalquivir (T12) en "Las Jarillas" (La Rinconada, Sevilla). En El Cuaternario en España y áreas afines, Avances en 2011. (V. Turú y A. Constante eds), Andorra la Vella, 191-195.

Blasco, R. & Fernández, J. (2012). A uniquely broad spectrum diet during the Middle Pleistocene at Bolomor Cave (Valencia, Spain). *Quaternary International*, 252:16-31.

Caro Gómez, J.A. (1999). Yacimientos e industrias Achelenses en las terrazas fluviales de la Depresión del Bajo Guadalquivir (Andalucía, España). Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla. 925 pp.

Caro Gómez, J.A., (2006). Yacimientos e industrias achelenses en las terrazas fluviales de la Depresión del Bajo Guadalquivir (Andalucía, España). Secuencia estratigráfica, caracterización tecnocultural y cronología. *CAREL*, 4:1423-1605.

Cerdeño, E. (1989). Rhinocerotidae (Mammalia, Perissodactyla) de la Cuenca de Guadix-Baza. En Geología y Paleontología de la Cuenca de Guadix-Baza. (M.T. Alberdi y F.P. Bonadona eds.). Museo Nacional de CC.NN. CSIC, Madrid. 273-288.

Clemente, L.; Menanteau, L.; Figueroa, E. (1977). Intento de cronología del segundo nivel de terraza del Guadalquivir en los alrededores de Sevilla, en relación con los restos fósiles de Elephas hallados en su borde. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario. 6, 49-55.

Díaz del Olmo, F.; Vallespí, E. (1988). Secuencia fluvial y paleolítica del Guadalquivir: terrazas y conexiones arqueológicas (Sevilla). En *Trabajos de Paleolítico y Cuaternario* (F. Díaz del Olmo y E. Vallespí eds.), 53-57.

Díaz del Olmo, F.; Vallespí, E.; Baena y Recio, J. M. (1989). Terrazas pleistocenas del Guadalquivir occidental: Geomorfología,, Suelos, Paleosuelos y Secuencia Cultural. En: *El Cuaternario en Andalucía occidental*. AEQUA, 1: 33-42.

Díaz del Olmo, F.; Vallespí, E.; Baena (1993). Cuaternario y secuencia Paleolítica en las terrazas del bajo y medio Guadalquivir: aluvionamientos, coluviones, suelos y paleosuelos. *Investigaciones arqueológicas en Andalucía* 1985-1992, Huelva, 193-210.

Martin Penela, A.J. (1988). Los grandes mamíferos del yacimiento Achelense de la Solana de Zamborino (Fonelas, Granada). *Antropología y Paleoecología Humana* 5:29-187.

Mazo, A.V.; Sesé, C.; Ruíz Bustos, A. y Peña, J.A. (1985). Geología y Paleontología de los yacimientos Plio-Pleistocenos de Huéscar (Depresión de Guadix-Baza, Granada). *Estudios Geológicos*, 41:467-493.

Panera, J.; Torres, T.; Pérez-González, A.; Ortiz, J.E.;Rubio-Jara, S.; Uribelarrea del Val, D. (2011). Geocronología de la Terraza Compleja de Arganda en el valle del río Jarama (Madrid, España). *Estudios Geológicos*, 67(2):495-504.

Pérez González, A.; Gallardo Millán, J.L., Uribelarrea del Val, D.; Panera, J. y Rubio-Jara, S. (2013). La inversión Matuyama-Brunhes en la secuencia de terrazas del río Jarama entre Velilla de San Antonio y Altos de la Mejorada, al SE de Madrid (España). *Estudios Geológicos* (en prensa), doi:403989/egeol.40862.173.

Ruíz Bustos, A. (1999). Biostratigraphic and paleoecological synthesis of the Plio-Quaternay mammal data in the betic cordillera. In The Guadix-Baza Basin (Andalucía, Spain) and cronostratigraphy ot the terrestrial Plio-Pleistocene in Europe. Ed. Consejería de Cultura, Junta de Andalucía, Orce (España), 17-19.

Ruiz Bustos. A. (2011). Escala bioestratigráfica y Cambio climático en la Cordillera Bética. Bubok Publishing S.L, Madrid, Spain. 412 pp bilingüe.

Santonja, M. & Pérez González, A. (2010). Mid-Pleistocene Acheulen industrial complex in the Iberian Península. *Quaternary International.*, 223-224:154-161.

Sarrión, I. y Fernández Peri, J. (2006). Presencia de Ursus thibetanus mediterraneus (Forsyth Major, 1873) en la Cova del Bolomor (Tavernes de la Valldigna, Valencia). *Archivo de Prehistoria Levantina* 26:25-38.

Schreve, D.C.; Keen, D.H.; Limondin-Lozouet, N.; Auguste, P.; Santisteban, J.I.; Ubilla, M.; Matoshko, A.; Bridgland, D.R.; Westaway, R. (2007). Progress in faunal correlation of Late Cenozoic fluvial sequences 2000-4: the report of the IGCP 449 biostratigraphy subgroup. *Quaternary Science Reviews*, 26:2970-2995.

Sesé, C.; Soto, E.; Pérez-González, A. (2000). Macromamíferos de las terrazas del valle del Tajo: primeros datos de micromamíferos del Pleistoceno en Toledo (España central). *Geogaceta*, 28:133-136.

Soto, E. (1979). Estudio paleontológico del yacimiento achelense de Pinedo. En *El yacimiento achelense de Pinedo (Toledo)*, (M.A. Querol y M. Santonja eds.), Excavaciones Arqueológicas en España 106. Ministerio de Cultura, Madrid, Madrid, 37-42.

Soto, E. (1980). Artiodáctilos y Proboscídeos de los yacimientos de Áridos de Arganda (Madrid). En *Ocupaciones achelenses en el valle del Jarama*. Diputación de Madrid, Madrid. 307-320.

Villa, P.; Soto, E.; Santonja, M.; Pérez-González, A.; Mora, R.; Parcerisas, J.; Sesé, C. (2005). New data from Ambrona: closing the hunting versus scavenging debate. *Quaternary International*, 126-128:223-250.

THE PALAEOLITHIC SITE SIMA DE LAS PALOMAS DE TEBA, SOUTHERN SPAIN – SITE FORMATION PROCESSES AND CHRONOSTRATIGRAPHY

M. Kehl (1), C. Burow(1), P. Cantalejo(2), S. Domínguez-Bella(3), J.J. Durán(4), F. Henselowsky(1), N. Klasen(1), F.J. Medianero(2), J. Ramos(5), K. Reicherter(6), C. Schmidt(7), G.-C. Weniger(8)

(1) Institute of Geography, University of Cologne, Albertus Magnus Platz, 50923 Köln, Germany; kehlm@uni-koeln.de
(2) Escuela Taller Parque Guadalteba y Red Patrimonio Guadalteba, Área de Arqueología, Consorcio Guadalteba, Ctra. Campillos-Málaga, km 11, Campillos, 29320 Málaga, Spain
(3) Área de Cristalografía y Mineralogía, Facultad de Ciencias, Universidad de Cádiz, Campus Río San Pedro, Puerto Real, 11003 Cádiz, Spain
(4) Instituto Geológico y Minero de España (IGME), C/ Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid, Spain
(5) Área de Prehistoria, Departamento de Historia, Geografía y Filosofía, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Cádiz, Avda Gómez Ulla, s/n, 11003 Cádiz, Spain
(6) Neotectonics and Natural Hazards, RWTH Aachen University, Lochnerstrasse 4-20, 52056 Aachen, Germany
(7) Chair of Geomorphology, Department of Geography, University of Bayreuth, 95440 Bayreuth, Germany
(8) Stiftung Neanderthal Museum, Talstrasse 300, 40822 Mettmann, Germany

Abstract (The Palaeolithic site Sima de las Palomas de Teba, Southern Spain –Site formation processes and chronostratigraphy): *The rockshelter sequence consists of 6 m thick stone-rich silty clay loam including several archaeological levels with artefacts of Mousterian affinity, bone and charcoal. Stratigraphy and site formation processes were characterised by sedimentological, geochemical and micromorphological investigations. Sediments were dated using IRSL and OSL and the time of the last heating of burnt silex using TL. At the base of the sequence, sediment units 10 and 9 are in-situ deposits recording intensive occupation. Luminescence dating places these layers either before 33 ka (IRSL, OSL) or before 43 ka (TL).The occupation ends with a rockfall (unit 8), followed by archaeologically sterile sediments (unit 7). Mousterian occupation is again documented in scattered artefacts of units 6 to 4 which might be affected by reworking. IRSL age estimates indicated sediment deposition before 15 ka. The sequence ends with a dung rich Holocene layer including a fragment of a human mandible dated to 4032 ± 39 BP. Overall, the sequence represents an important new site for studying the presence of Neanderthals in Southern Spain.*

Key words*: Neanderthal occupation, site formation processes, micromorphology, luminescence dating*

INTRODUCTION

The Sima de las Palomas de Teba is a vertical limestone chasm, at least 9 m deep and located about 100 m below the crest of a south facing slope within Cretaceous limestone of the Sierra de Teba-Peñarrubia in the Province of Málaga. The Sima belongs to the uppermost part of a doline forming a nexus to the karst complex of the Cueva de Las Palomas which extends downslope towards the gorge of Tajo del Molino (Medianero et al., 2011).
The south wall of the Sima consists of about 6 m thick silty clay loam with varying admixtures of rocks and boulders as well as artefacts of Mousterian affinity, bones, charcoal and molluscs. In former times, the chasm was probably completely filled with sediments before unknown excavators dug out the artefact rich material and heaped it on the land surface of the doline. The sediment profile exposed has not been investigated in detail before, but offers the perspective to study Mousterian occupation in the Guadalteba district.

Information recovered from profile analysis so far indicate a series of Middle Palaeolithic occupations that appear to be interrupted by at least one occupation hiatus. Human presence at the site is fading out in the upper part of the sequence. Reoccupation after the Middle Palaeolithic does not start before the Holocene.

Modern climate of the area is semiarid Mediterranean (Csa acc. to KOEPPEN). Mean annual air temperature range from 15 to 17.5 °C and mean annual precipitation is between 400 and 700 mm (Atlas Climatico Ibérico, sine ano). Limited data is available on the climate conditions during the past, but marine cores from the Alboran Sea and terrestrial archives in Southern Spain clearly reflect changes between dry and cool, and moist and humid conditions during the time of Middle Palaeolithic occupation. For example, pollen spectra from the Middle Palaeolithic layers 19 to 14 at Bajondillo document changes between steppic and forested landscapes (López-Sáez et al., 2007). Lithological, palynological and geochemical records of the Fuentillejo Maar (Vegas et al., 2010, Ortiz et al., 2013) also suggest major climate driven changes in the lake catchment during the Last Glacial involving pulses of dry and cold climatic conditions.

Our objectives were to define stratigraphic units and shed light on site formation processes in the rockshelter. In addition, we aimed at providing a chronological framework for sediment accumulation and occupation of the rockshelter.

METHODS

The central part of the exposure was cleaned and sketched. The locations of silex, bone, charcoal and mollusk shells were recorded for the entire width of the exposure (Figure 1). The sequence was described in the field and samples were extracted along a sediment column (sedimentology, geochemistry) and from selected sediment units

(luminescence dating, micromorphology). Laboratory investigations included determination of the granulometric composition of the siliceous fine fraction (< 2mm in diameter, destruction of carbonate with HCl) using a laser diffractometer (Beckman laser Coulter LS13320) after dispersion with 0.01 M $Na_4P_2O_7*10H_2O$. Major and trace element composition of press pills prepared using the silt and clay fraction (< 63µm) were measured with a Spectro Xepos HE x-ray fluorescence (XRF) spectrometer. Volumetric magnetic susceptibility was determined on sieved air-dried samples using a Bartington field spectrometer equipped with the MS2F sensor. Soil colour was measured for homogenised soil samples in triplicates with a spectrophotometer (Konica Minolta CM-5) by detecting the diffused reflected visible light in the 360 to 740 nm range under standardised observation conditions (2° Standard Observer, Illuminant C). The spectral information was converted into Munsell values and into the CIELAB Colour Space system (CIE 1976) using the Software SpectraMagic NX (Konica Minolta).

A series of 15 thin sections, (60 mm x 80 mm in length, ~30µm thick) were prepared from 11 sediment monoliths extracted from different units (Figure 1) and wrapped in plaster bandages. Thin section preparation was carried out by Th. Beckmann, Schwülper-Lagesbüttel, Germany. Descriptions of thin sections followed Stoops (2003).

For estimating the time of sedimentation with luminescence dating techniques five sediment samples were extracted using opaque metal tubes. Infrared stimulated luminescence (IRSL) and elevated temperature post-IR IRSL (pIR-IRSL; Buylaert et al. 2009, Thiel et al. 2011) on coarse-grained feldspar and polymineralic fine grains and optically stimulated luminescence (OSL) on coarse- and fine-grained quartz were conducted on three samples, while additional dating is in progress. All measurements followed the standard single-aliquot regenerative-dose (SAR) procedure after Murray and Wintle (2003). Dating the time of last heating of burnt silex was carried out on five samples, which were found to be suitable for thermoluminescence (TL) dating. As the surrounding sediment could not be sampled for determination of external dose rates, it was assumed that the dose rates measured for the IRSL/OSL samples CP 1 and CP 2 are representative for sediments of unit 9 and 10. Further details on analytical TL procedures are given in Schmidt (2013).

RESULTS

At the base of the sequence, sediment **units 10 and 9** contained abundant Mousterian artefacts of mode III-type, as well as bone and charcoal fragments. These units were characterised by low sediment brightness (L*-values), high magnetic susceptibility (MS) and comparatively high P contents (Fig. 2). Thin sections showed horizontal orientation of elongated bone and limestone fragments (Fig. 3A) and a high degree of compaction. The sediment was particularly rich in well preserved angular bone fragments and moderately rounded bone sand (Fig. 3B). Fragments of surface seals (Fig. 3C, Pagliai and Stoops, 2010) indicated that the sediment gradually accumulated during occupation of the site. TL ages of the burnt artefacts were between 43 and 96 ka, if 1 sigma error ranges are taken into account (Fig. 1). IRSL and OSL dating resulted in ages between 33 and 56 ka (Tab. 1).

Large blocks within **unit 8** derived from partial roof collapse. The fine material in between the blocks and overlying **unit 7** had higher L* values, lower MS and finer grain size distribution than the sediment of unit 9. At the interface of unit 7 with overlying unit 6, the K/Rb ratio significantly increased suggesting an increase in weathering intensity in unit 6. Units 8 and 7 appeared to contain no artefacts (Fig. 1), but very few pieces of silex, bone and charcoal were found under the microscope within thin section CP M6. Micromorphology also revealed a lower degree of structure development and a lighter colour of the groundmass in comparison to unit 9, the latter probably being related to lower contents of organic matter.

Units 6 to 4 were moderately rich in artefacts of Mousterian affinity and documented a considerably lower occupation density than units 10 and 9. In the field, no distinct boundaries between these units were detected, but laboratory results showed differences between the layers. For example, unit 6 had comparatively coarse median grain sizes, elevated P contents and low L* values (Fig. 2). Unit 5 represents a transitional layer towards unit 4, the uppermost Pleistocene deposit. All thin sections from these units were characterised by loosely packed silty to clayey groundmass with abundant limestone fragments (Fig. 3B) but few bone, silex or charcoal. Although micromorphological features do not suggest major differences, thin section CP M10 from the top of unit 4 showed a more clearly developed subangular blocky structure and darker groundmass. Features characteristic for units 9 and 10, including a high degree of compaction, horizontal clast alignment or surface seals were not found. According to IRSL/OSL age estimates, units 5 and 4 accumulated between about 31 and 15 ka (including 1 sigma error ranges).

Sediment **unit 3** had a sharp lower boundary towards unit 4, was more silty and had highest L*values. Lithic artefacts were not recovered but the unit contained a fragment of a human mandible, which yielded a radiocarbon age of 4032±39 BP (COL 2013, on tooth). The thin section from this layer (Fig. 3C) showed characteristic calcite spherulites in the groundmass and abundant calcite grains of medium silt size (~10-20 µm in diameter) as well as remnants of herbivore coprolites (Fig. 3F).

Sediment **units 2** and **1** consisted of large boulders with interspersed grey silty matrix, comparatively rich in modern roots.

DISCUSSION

As based on micromorphological evidence reworking of sediments of units 10 and 9 appears highly unlikely. These units therefore represent in-situ archaeological levels containing Mousterian artefacts of mode III-type, which are well represented in this region of Southern Spain (Vallespí, 1986; Barroso

and De Lumley, 2006; Cortés, 2011; Ramos, 2013). The intensity of occupation apparently decreased with time, since the abundance of artefacts, bone fragments and charcoal is considerably lower in unit 9 than in unit 10. Significant redistribution of carbonates, good preservation of bone and geochemical ratios suggest weak to moderate intensity of weathering, which also holds for most other parts of the sequence. The time of occupation during accumulation of units 10 and 9 requires further investigations. The discrepancy between IRSL/OSL and TL dates is partly caused by inappropriateness of environmental dose rate determination for the silex samples. Theoretically, the time of heating silex does not need to correspond to final burial within the sediment because heated silex artefacts may have been reused.

Occupation stopped after partial roof collapse (unit 8). The few and small knapped artefacts, charcoal and bone detected under the microscope within unit 7 may have invaded the sediment by bioturbation. A clearly developed archaeological layer resembling the ones in unit 9 and 10 is not evident, and so, it appears likely, that accumulation of unit 7 took place while the cave was not occupied.

Site formation processes of the upper Mousterian levels (units 6 to 4) are of particular interest for investigating Neanderthal presence. The scattered distribution of artefacts, the general lack of depositional features such as horizontal alignment of elongated clasts or surface seals and the low degree of compaction suggest that well preserved archaeological layers are lacking. Effects of bioturbation and reworking of artefacts over a short distance by mass movement, such as slide or creep must be considered instead. This is corroborated by IRSL/OSL age estimates that are too young to correlate with Middle Palaeolithic artefacts. Independent age control by radiocarbon-dating is under way to further shed light on the chronological problem. However, significant reduction of occupation density and inconsistent dating of late Neanderthal occupations is a well known phenomenon in Southern Iberia (Schmidt et al., 2012; Wood et al., 2013). The subdivision in sediment units, as proposed here, also requires further investigation.

The Holocene deposits of unit 3 unconformably rest on the Pleistocene sequence. Variation in sedimentological parameters within this unit indicates a further subdivision, which may be unravelled during excavation. The radiocarbon date of the human mandible suggests a long depositional hiatus after accumulation of the uppermost layer of unit 4, yielding age estimates older than 15 ka (IRSL). Calcite spherulites and abundant phytoliths probably derived from dung of ovicaprines (sheep and goat), which were kept in the shelter. The large amount of microsparitic calcite crystals possibly represent degraded spherulites.

Finally, sediment **unit 2** accumulated by roof collapse and **unit 1** represents artificial deposits related to the construction of the scaffolding.

CONCLUSIONS

Overall, the sequence records various occupation events and represents an important new site for studying the presence of Neanderthals in Southern Spain. Inconsistencies in the chronological framework require further studies. The question whether units 4 to 6 containing scattered Mousterian artefacts are affected by bioturbation or by reworking of sediments, must be scrutinized during excavation of the sequence. The uppermost unit 3 may provide an interesting insight in Bronze age occupation of Guadalteba district.

Acknowledgements: We are grateful to the Consejería de Cultura de la Junta de Andalucía for authorizing our work in the framework of the project *"Actividad Arqueológica Puntual en el Complejo Kárstico de Las Palomas de Teba (Málaga)"*. Thanks also to the institutions involved, especially, Consorcio Guadalteba, Grupo de Acción Local Guadalteba, Ayuntamiento de Ardales and Ayuntamiento de Teba.
We gratefully acknowledge XRF analyses by Jens Protze and Marianne Dohms (Division of Physical Geography of RWTH Aachen University). Dr. Eileen Eckmeier, formerly at INRES-Soil Science of Bonn University, assisted in the determination and interpretation of colour values. We thank the German Research Foundation for financial support for project C1 of the CRC806 "Our Way to Europe".
We thank students from the Escuela Taller for preparation of the profile and all fellow researchers involved in the project. Special thanks go to Eduardo Vijande, Juan Jesus Cantillo, Antonio Barrena, Antonio Cabral, Maria del Mar Espejo, Serafin Becerra and Lidia Cabello for studies of lithic products.

References

Atlas Climático Ibérico, sine ano. Temperatura del aire y precipitación (1971-2000). Agencia Estatal de Meteorología de España and Departamento de Meteorologia e Clima, Instituto de Meteorologia de Portugal.79 p.

Barroso, C., De Lumley, H., 2006. La Grotte du Boquete de Zafarraya. Málaga, Consejería de Cultura, Junta de Andalucía, Sevilla.

Buylaert, J.P., Murray, A.S., Thomsen, K.J., Jain, M. 2009. Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar. Radiation Measurements 44, 560-565.

Cortés, M., 2011. Territorio y espacio. Paleolítico Medio y Superior en Andalucía. Un estado de la cuestión. In: Memorial Luis Siret. I Congreso de Prehistoria de Andalucía.Junta de Andalucía, Sevilla, 163-172.

Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H., Olley, J.M. 1999. Optical dating of single and multi-grains of Quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: Part I, experimental design and statistical models. Archaeometry 41, 339-364.

López-Sáez, J.A., López-García, P., Cortés Sánchez, M. 2007. Paleovegetación del Cuaternario reciente: Estudio arqueopalinológico. In: Cortés Sánchez, M. (Ed.),Cueva Bajondillo (Torremolinos). Secuencia cronocultural y paleoambiental del Cuaternario reciente en la Bahía de Málaga. Centro de Ediciones de la Diputación de Málaga, Junta de Andalucía, Universidad de Málaga, Fundación Cueva de Nerja y Fundación Obra Social de Unicaja, Málaga, pp 139-156.

Medianero, F.J., Ramos, J., Palmqvist, P., Weniger, G., Riquelme, J.A., Espejo, M., Cantalejo, P., Aranda, A., Pérez-Claros, J.A., Figueirido, B., Espigares, P., Ros-Montoya, S., Torregrosa, V., Linstädter, J., Cabello, L., Becerra, S., Ledesma, P., Mevdev, I., Castro, A., Romero, M., Martínez-Navarro, B., 2011. The karst site of Las Palomas (Guadalteba County, Málaga, Spain): A preliminary study of its Middle–Late Pleistocene

archaeopaleontological record. Quaternary International 243, 127–136.

Murray, A.S., Wintle, A.G. 2003. The single aliquot regenerative-dose protocol: potential for improvements in reliability. Radiation Measurements 37, 377-381.

Ortiz, J.E., Moreno, L., Torres, T., Vegas, J., Ruiz-Zapata, B., García-Cortés, Á., Galán, L., Pérez-González, A., 2013. A 220 ka palaeoenvironmental reconstruction of the Fuentillejo maar lake record (Central Spain) using biomarker analysis. Organic Geochemistry 55, 85–97.

Pagliai, M., Stoops, G. 2010. Physical and Biological Surface Crusts and Seals. In: Stoops, G., Marcelino, V., Mess, F., eds: Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths, Elsevier, Amsterdam, 419-440.

Ramos, J., 2013. Relationship and contacts of the Pleistocene hunter-gatherer societies with Mode III Technology between Northern Africa and the south Iberian Peninsula. In A. Pastoors, B. Auffermann (eds.): Pleistocene foragers on the Iberian Peninsula: Their culture and environment. Wissenschaftliche Schriften des Neanderthal Museums 7, Mettmann, 35-53.

Stoops, G. 2003. Guidelines for the analysis and description of soil and regolith thin sections. Soil Science Society of America, Madison, WI.

Schmidt, I., Bradtmöller, M., Kehl, M., Pastoors, A., Tafelmaier, Y., Weninger, B., Weniger, G.-C., 2012. Rapid climate change and variability of settlement patterns in Iberia during the Late Pleistocene: Temporal and spatial corridors of *Homo sapiens sapiens* population dynamics during the Late Pleistocene and Early Holocene. Quaternary International 274, 179–204.

Schmidt, C., 2013. Luminescence dating of heated silex - Potential to improve accuracy and precision and application to Paleolithic sites. PhD thesis, University of Cologne, 300pp.

Thiel, C., Buylaert, J.-P., Murray, A., Terhorst, B., Hofer, I., Tsukamoto, S., Frechen, M. 2011. Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol. Quaternary International 234, 23-31.

Vallespí, E. (1986): El Paleolítico inferior y medio en Andalucía". Homenaje a Luis Siret (1934-1984). Junta de Andalucía, Sevilla, 59-66.

Vegas, J., Ruiz-Zapata, B., Ortiz, J.E., Galán, L., Torres, T., García-Cortés, Á., Gil-García, M.J., Pérez-González, A., Gallardo-Millán, J.L., 2010. Identification of arid phases during the last 50 cal. ka BP from the Fuentillejo maar-lacustrine record (Campo de Calatrava Volcanic Field, Spain). Journal of Quaternary Science 25, 1051–1062.

Wood, R.E., Barroso, C., Caparros, M., Jorda, J.F., Galvan Santos, B., Higham, T.F.G., 2013. Radiocarbon dating casts doubt on the late chronology of the Middle to Upper Palaeolithic transition in southern Iberia. Proceedings of the National Academy of Sciences 110, 2781-2786.

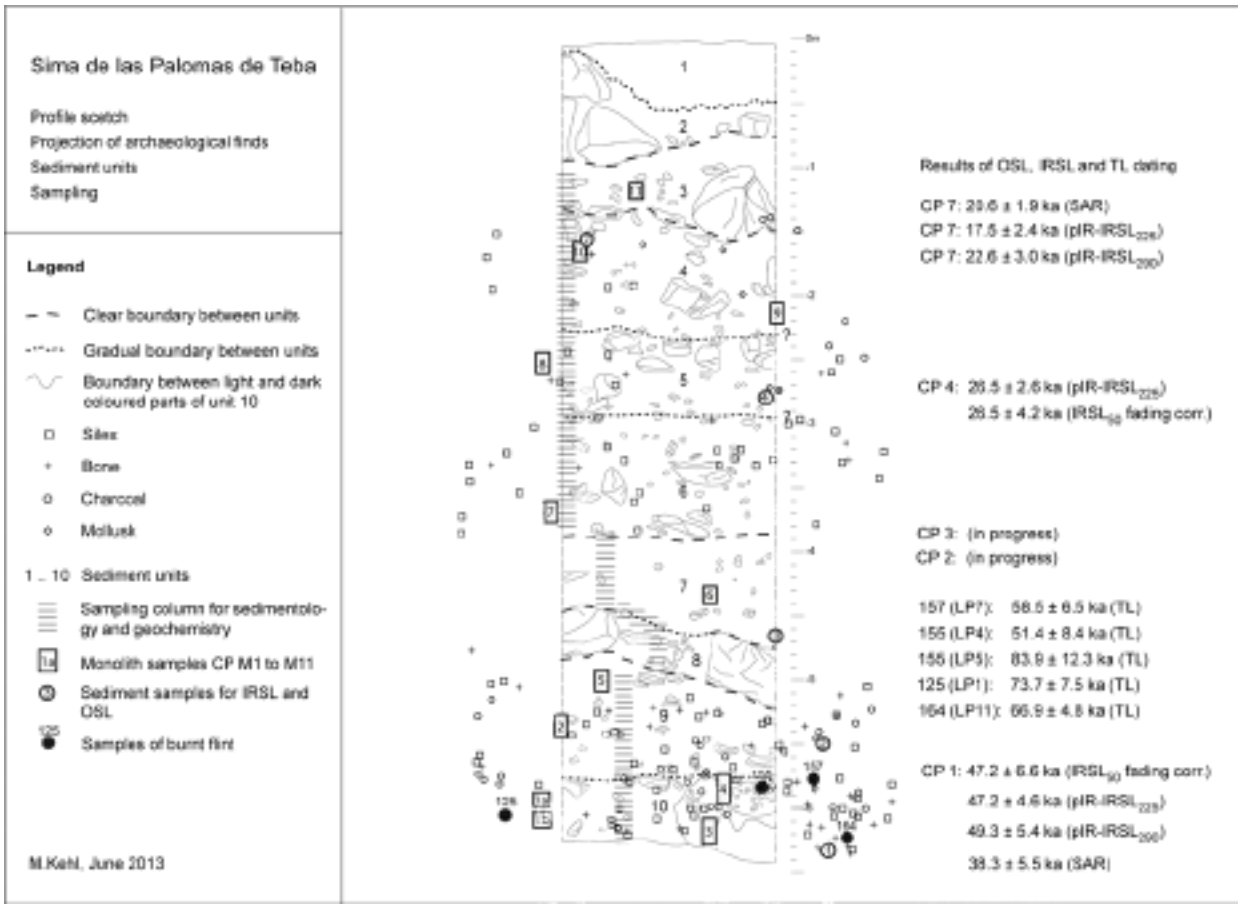


Fig. 1: The profile at Sima de las Palomas de Teba showing sediment units, distribution of archaeological finds, sampling locations and results of luminescence age estimates.

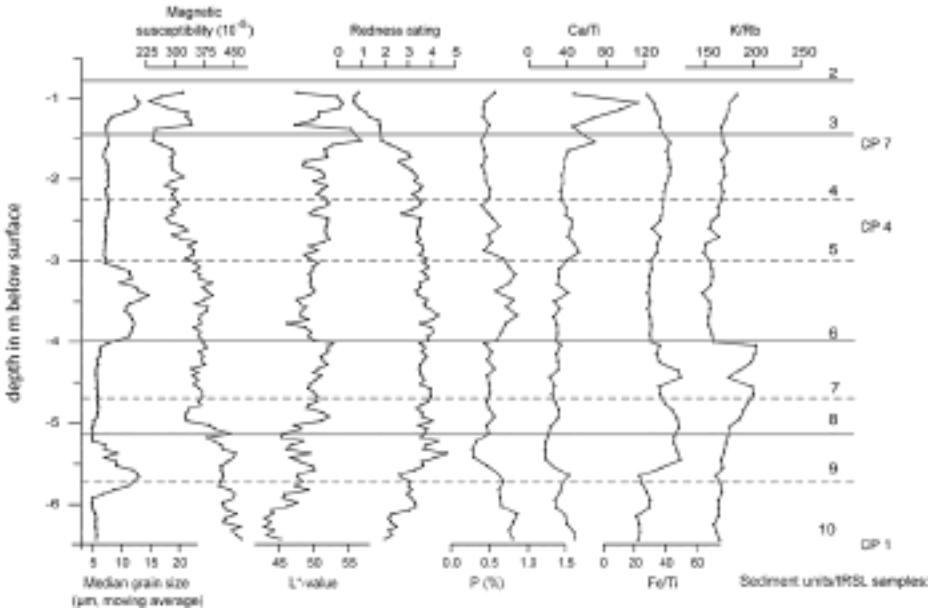


Fig. 2: Selected results of sedimentological and geochemical measurements of the samples taken from the sediment column shown in Fig. 1.

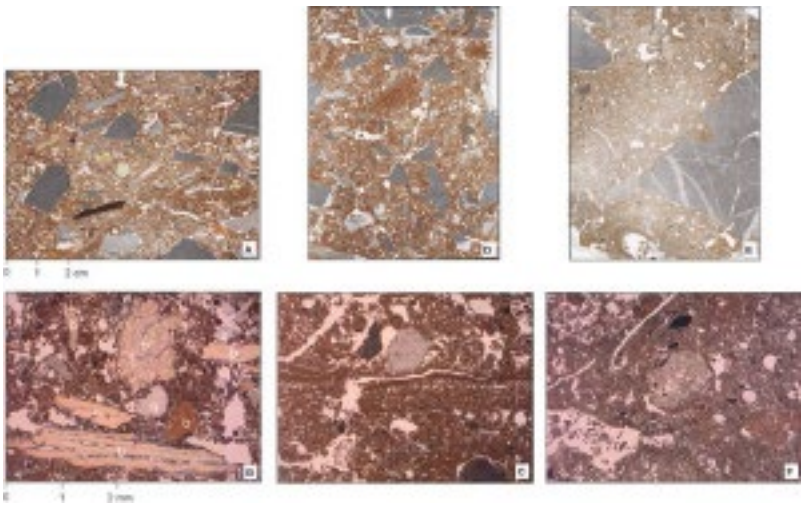


Fig. 3: Micromorphological features of selected thin sections. A. Thin section CP M3.1 from unit 10 with high amounts of bone fragments, silex and charcoal. Note horizontal alignment of elongated fragments, the comparatively high packing density and granular microstructure. B: Micrograph of CP M3.1 showing the large number of bone (b) fragments in the groundmass (plain polarized light, PPL). Note sand grains of quarz (q). C: Fragment of surface seal in CP M3.1 (PPL). D: Thin section CP M8 from unit 5. The limestone fragments appear to float in the matrix. E: Thin section CP M11 from unit 3. Few charcoal and small bones fragments, light brown micromass, very loose packing due to strong bioturbation. F: Micrograph from CP M11 with herbivore coprolite in the center. Frequent passage features and high porosity reflect bioturbation.

Table 1: Results of gamma spectrometry, dose rate calculation, equivalent dose (D_e) measurements and age estimation (based on water content of 10 ± 5 % for samples CP 1 and 6 ± 3 % for samples CP 4, CP 7). All values are shown with their 1 sigma error. $IRSL_{50}$ age estimates are corrected for anomalous fading. CAM = Central Age Model, COM = Common Age Model (Galbraith et al., 1999); OD = overdispersion.

Lab. Code	Sample ID	Grain size (µm)	Protocol	Water content measured (%)	Depth (m below surface)	No. of sub-samples accepted/ measured	OD (%)	Dose rate (Gy/ka)	Age model	D_e (Gy)	Age (ka)
C-L3142	CP 1	100-200	$IRSL_{50}$	15	6.25	13/20	20	2.67 ± 0.30	CAM	91.9 ± 6.8	47.2 ± 6.6
C-L3142	CP 1	100-200	$pIR\text{-}IRSL_{225}$	15	6.25	14/23	6	2.67 ± 0.26	CAM	125.9 ± 6.7	47.2 ± 4.6
C-L3142	CP 1	100-200	$pIR\text{-}IRSL_{290}$	15	6.25	13/19	19	2.67 ± 0.29	CAM	131.6 ± 9.6	49.3 ± 5.3
C-L3142	CP 1	4-11	SAR	15	6.25	10/10	0	2.40 ± 0.34	COM	92.0 ± 4.8	38.3 ± 3.9
C-L3143	CP 4	100-200	$IRSL_{50}$	7	2.70	11/19	25	2.81 ± 0.33	CAM	57.8 ± 5.3	26.5 ± 4.2
C-L3143	CP 4	100-200	$pIR\text{-}IRSL_{225}$	7	2.70	17/28	18	2.82 ± 0.28	CAM	74.6 ± 5.0	26.5 ± 2.6
C-L3368	CP 7	4-11	$pIR\text{-}IRSL_{225}$	8	1.55	10/10	2.7	2.27 ± 0.30	CAM	39.8 ± 2.0	17.5 ± 2.3
C-L3368	CP 7	4-11	$pIR\text{-}IRSL_{290}$	8	1.55	9/9	0	2.28 ± 0.30	COM	51.6 ± 2.6	22.6 ± 3.0
C-L3368	CP 7	4-11	SAR	8	1.55	22/22	0	1.96 ± 0.18	COM	40.6 ± 2.1	20.6 ± 1.9

FACIES SEDIMENTARIAS DEL YACIMIENTO ARQUEO-PALEONTOLÓGICO DE GRAN DOLINA (SIERRA DE ATAPUERCA, BURGOS)

I. Campaña (1), A. Pérez-González (1), A. Benito-Calvo (1), J.M. Bermúdez de Castro (1), E. Carbonell (2)(3).

(1) Centro Nacional de Investigación Sobre Evolución Humana (CENIEH), Paseo de la Sierra de Atapuerca s/n, 09002 Burgos, España.
(2) IPHES, Institut Català de Paleoecología Humana i Evolució Social. C/ Marcelli Domingo s/n Campus Sescelades URV (Edifici W3). 43007 Tarragona. España.
(3) Universitat Rovira i Virgili (URV), Campus Catalunya, Avinguda de Catalunya 35, 43002 Tarragona, España.

Abstract (Sedimentary facies of archaeo-paleontological Gran Dolina site, Sierra de Atapuerca, Burgos). *Gran Dolina is one of the most important Pleistocene archaeological sites in Europe. It has three important archaeo-paleontological layers: TD10, TD6 and TD4, where high densities of anthropogenic bones and lithic remains have been found. In TD6, Homo antecessor, a new Early Pleistocene hominid species has been defined. The relevance of this site makes a good definition of the sedimentary process essential for a fine understanding of the archaeological remains. In this work we describe the different sedimentary facies, distinguished between autochthonous and allochthonous facies, and we update its stratigraphy. For this means, we have made detailed stratigraphic section and characterize sedimentary processes. In addition, we used analytical techniques like grain-size distributions and grain-shape analysis.*
Palabras clave: Sedimentos kársticos, Yacimientos de la Sierra de Atapuerca, Pleistoceno inferior y medio.
Key words*: Karst sediments, Sierra de Atapuerca sites, Early and Middle Pleistocene.*

INTRODUCCIÓN

Las cuevas actúan como trampas naturales de sedimentos, acumulando y preservando secuencias que registran los procesos de formación de las cavidades y su entorno externo e interno, además de importantes contenidos arqueo-paleoantropológicos (Farrand 2001). Los sedimentos pueden tener diferentes orígenes, algunos pueden ser derivados de la propia dinámica de la cueva, por el colapso de sus paredes, la espeleogénesis o la alteración de la roca caja; estos son los sedimentos denominados autóctonos. Los sedimentos alóctonos son aquellos que provienen del exterior, introduciéndose dentro de la cavidad por alguna entrada natural y quedándose allí preservados. Los procesos físicos que pueden actuar en el transporte del material hacía el interior son muy diversos y la caracterización de los sedimentos atrapados en la cueva nos informan sobre la dinámica erosiva y de transporte que existía tanto en el exterior como en el interior, y con el medio ambiente. Por ello la identificación de las distintas facies sedimentarias que componen el relleno de una cavidad kárstica es primordial para poder reconstruir la secuencia de procesos en la formación de las cavidades y su entorno, e interpretar los medios asociados a las acumulaciones arqueológicas.

En este trabajo se describen las facies sedimentarias que fueron rellenando la cavidad de Gran Dolina durante el Pleistoceno Inferior y Medio (Parés y Pérez-González 1999), y su relación con los niveles arqueológicos y la evolución de la cavidad.

SITUACIÓN

La Sierra de Atapuerca es uno de los enclaves más importantes de yacimientos humanos en Europa, que alberga una de las mayores acumulaciones de fósiles humanos e industria lítica del Pleistoceno (Rodríguez et al. 2011). Se encuentra a 15 km al este de la ciudad de Burgos, en el norte de España, y corresponde a un anticlinal tumbado de materiales calizos y dolomíticos del Cretácico superior, plegado durante la orogenia alpina (Fig.1). En su flanco sur-oeste se desarrolla un sistema endokárstico

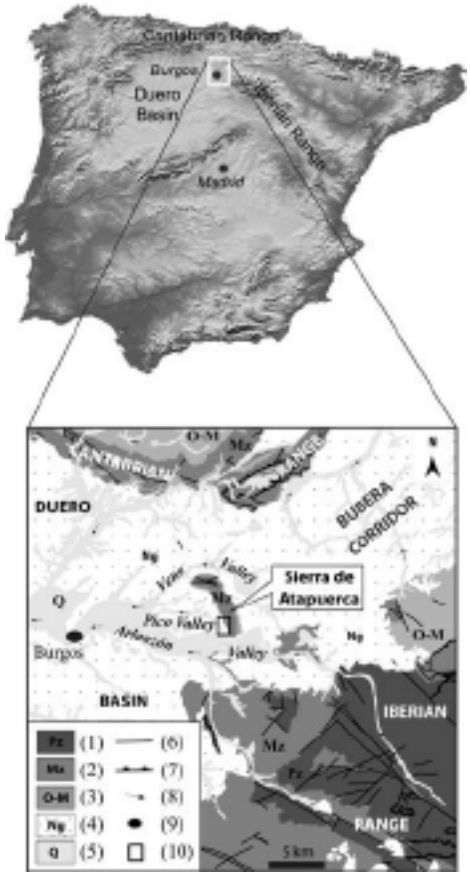


Fig. 1: Situación geográfica de la Sierra de Atapuerca (*Ortega et al. 2012)*

Fig. 2: Gran Dolina en 1994 durante la excavación del Sondeo. Imagen de J. Trueba.

multinivel (Ortega et al. 2012), compuesto por tres niveles de conductos subhorizontales formados durante la incisión por descenso del nivel de base del río Arlanzón. La apertura al exterior de las cavidades durante el Pleistoceno inferior dio lugar a la entrada de materiales alóctonos, donde se conservan los hallazgos arqueo-antropológicos.

La Gran Dolina es un relleno kárstico de 18m de espesor dividido en 11 unidades lito-estratigráficas (Fig.2). Sus dos primeras unidades (TD1-TD2) representan materiales autóctonos y estériles de material arqueológico. El resto de unidades (TD3-TD11) son materiales alóctonos que llegan a colmatar la cavidad. Aunque la mayoría de estos niveles son fértiles y se han recogido gran número de fósiles e industria lítica de ellos, destaca por su significado y riqueza las unidades TD6 y TD10. En TD6 aparecieron los restos de un nuevo homínido, *Homo antecessor* (Carbonell et al. 1995). En TD10 se encuentran dos niveles con alta densidad en material paleontológico e industria lítica, relacionados con una acumulación antrópica (Ollé et al. 2011), seguramente del taxón *Homo heidelbergensis* presente en otros yacimientos de la Sierra de la misma cronología.

METODOLOGÍA

La elaboración y clasificación de las distintas facies y medios sedimentarios de Gran Dolina ha requerido en primer lugar un levantamiento estratigráfico detallado en los perfiles de excavación disponibles. Estos trabajos han sido combinados con analíticas sedimentarias en laboratorio, dirigidas a describir la textura de los sedimentos y sus características morfológicas. Para ello se ha usado técnicas granulométricas de tamizado y difracción láser, y técnicas de análisis de partículas mediante Malvern MorphologiG3.

El levantamiento de los perfiles estratigráficos y los mapas de facies de las secciones (Fig. 3) se ha realizado utilizando técnicas de escáner láser 3D (Leica C10), estaciones totales y fotogrametría, que han proporcionado una base espacial de precisión milimétrica y textura fotográfica, que han servido para identificar la continuidad y geometría de los niveles sedimentarios y la arquitectura estratigráfica del yacimiento.

INTERPRETACIÓN

Se ha distinguido las siguientes facies sedimentarias dentro del relleno kárstico de Gran Dolina:

Facies sedimentarias alóctonas

Grain flow: Depósito de una sola fase que consiste en un flujo no cohesivo, donde el fluido intersticial no juega un papel importante en la dinámica del flujo (Dasgupta y Manna 2011). Se reconoce en campo por la deposición de los clastos en un solo episodio y por presentar poca matriz.

Debris fall: Depósito de sedimentos caídos por gravedad donde no ha intervenido ningún fluido.

Debris flow cohesivo: Flujo de gravedad de alta densidad y flujo laminar (Dasgupta 2003), caracterizado en campo por clastos flotados en una matriz limo-arcillosa.

Debris flow no cohesivo: Flujo de gravedad de alta densidad de clastos y flujo laminar, (Dasgupta 2003) caracterizado en campo por clastos flotados en una matriz de arenas y gravas.

Flujos de barro: Flujo sub-aéreo de alta densidad y de naturaleza turbulenta caracterizado en campo por un nivel limo-arcilloso con pocos o ningún clasto.

Canal: Son sedimentos arrastrados y clasificados a partir de un flujo de agua que transporta el material a través de un conducto (Bosch y White 2004). Consisten generalmente en niveles de arenas y gravas con ordenación grano-decreciente.

Overbank: Sedimentos limo-arcillosos depositados en el borde de los canales debido a momentos de crecida de los mismos y a su desborde.

Decantación: Sedimentos transportados en suspensión al interior de la cueva y depositados por decantación. Son niveles limo-arcillosos con laminación horizontal.

Facies sedimentarias autóctonas

Espeleotemas: Depósito de precipitación química, en este caso carbonato, formado en el interior de las cuevas (Gunn 2004).

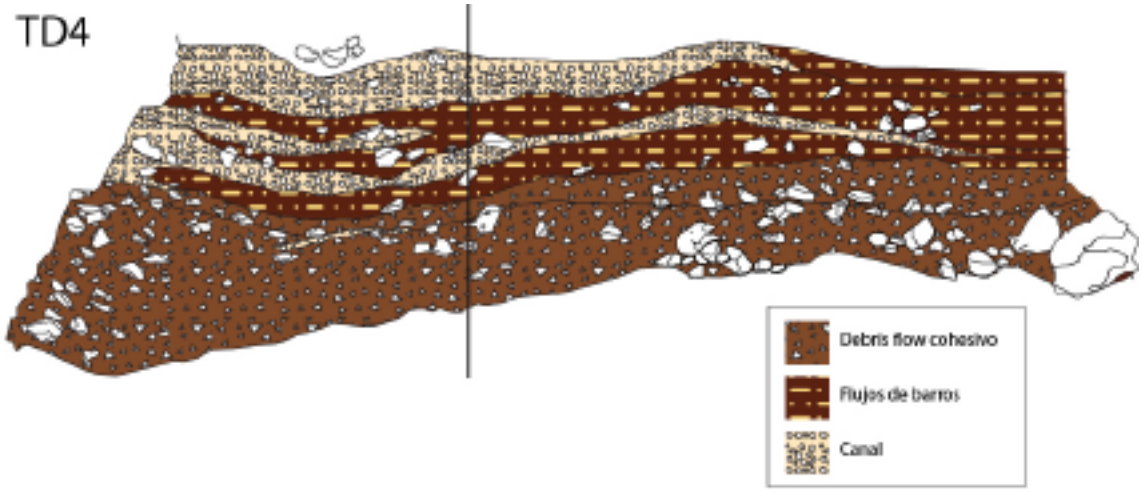


Fig. 3: Facies sedimentarias de la Unidad TD4, en el yacimiento de Gran Dolina de la Sierra de Atapuerca.

Bloques de colapso: Grandes bloques desprendidos de la pared y techo de la cavidad, que suelen relacionarse con apertura de una nueva entrada.

Acumulación fosfática: Depósito rico en fosfatos procedentes de heces de murciélagos (guano).

Detríticos de alteración: Depósitos de arcillas y limos formados en el interior de la cueva por la disolución de la caliza de caja.

CONCLUSIONES

La Gran Dolina representa un relleno kárstico donde se encuentra representado las principales facies sedimentarias que se observan en las cuevas. En general se podría considerar que la cavidad ha funcionado como una trampa de sedimentos, donde principalmente se han ido alternando procesos fluviales con entradas por flujos de gravedad, especialmente *debris flow* tanto cohesivos como no cohesivos.

Se encuentran restos arqueológicos y paleontológicos en todas las facies sedimentarias alóctonas. Aunque no se observa una clara relación entre la abundancia de las acumulaciones de los restos y las facies descritas en Gran Dolina, los medios y procesos sedimentarios son, sin embargo, importantes para futuras interpretaciones del material arqueológico.

El espesor de los sedimentos depositados, la buena conservación de los perfiles y su fácil acceso al estar actualmente al aire libre, permite que el yacimiento de Gran Dolina sea un lugar excepcional para estudiar su estratigrafía y los procesos sedimentarios del relleno kárstico, que pueden servir para estudios y comparaciones de otros sedimentos de cueva de ambientes carbonatados.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido realizado gracias a los fondos de ayuda aportados por el Proyecto de Investigación CGL2009-12703-C03-01/BTE y CGL2012-38434-C03-02. El primer autor está becado por la Fundación Atapuerca.

Referencias bibliográficas

Bosch, R., White, W.B. (2004). Lithofacies and Transport of Clastic Sediments in Karstic Aquifers. En: *Studies of Cave Sediments*, (I. D. Sasowsky, J. Mylroie, R. Bosch, W. B. White, Ed.). Netherlands: Springer Dordrecht, 1–22.

Carbonell, E., Bermúdez De Castro, J.M., Arsuaga, J.L., Diez, J.C., Rosas, A., Cuenca-Bescós, G., Sala, R., Mosquera, M., Rodríguez, X.P., (1995). Lower Pleistocene Hominids and Artifacts from Atapuerca-TD6 (Spain). *Science* 269 (5225), 826–830.

Dasgupta, P., Manna, P. (2011). Geometrical Mechanism of Inverse Grading in Grain-flow Deposits: An Experimental Revelation. *Earth-Science Reviews* 104 (1-3), 186–198.

Dasgupta, P. (2003). Sediment Gravity Flow - the Conceptual Problems. *Earth-Science Reviews* 62 (3-4), 265–281.

Farrand, W. R. (2001). Archaeological Sediments in Rockshelters and Caves. En: *Sediments in Archaeological Context*, (J.K. Stein, W. R. Farrand, Ed.). The University of Utah Press, Salt Lake City (EEUU), 29-66.

Gunn, J. (2004). *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Taylor & Francis Books, Inc.

Ollé, A., Mosquera, M., Rodríguez, X.P., Lombera-Hermida, A., García-Antón, M.D., García-Medrano, P., Peña, L., Menéndez, L., Navazo, M., Terradillos, M., Bargalló, A., Márquez, B., Sala, R., Carbonell, E. (2011). The Early and Middle Pleistocene Technological Record from Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). *Quaternary International* 295, 138-167.

Ortega, A. I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Martín-Merino, M.A., Pérez-Martínez, R., Parés, J.M., Aramburu, A., Arsuaga, J.L., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E. (2012). Evolution of Multilevel Caves in the Sierra De Atapuerca (Burgos, Spain) and Its Relation to Human Occupation. *Geomorphology* 196,122-137.

Parés, J.M., Pérez-González, A. (1999). Magnetochronology and Stratigraphy at Gran Dolina Section, Atapuerca (Burgos, Spain). *Journal of Human Evolution* 37 (3-4), 325–342.

Rodríguez, J., Burjachs, F., Cuenca-Bescós, G., García, N., Van der Made, J., Pérez González, A., Blain, H.A., Expósito, I., López-García, J.M., García Antón, M., Allué, E., Cáceres, I., Huguet, R., Mosquera, M., Ollé, A., Rosell, J., Parés, J.M., Rodríguez, X.P., Díez, C., Rofes, J., Sala, R., Saladié, P., Vallverdú, J., Bennasar, M.L., Blasco, R., Bermúdez de Castro, J.M., Carbonell, E. (2011). One Million Years of Cultural Evolution in a Stable Environment at Atapuerca (Burgos, Spain). *Quaternary Science Reviews* 30 (11-12). 1396-1412.

REGISTROS DE INCISIÓN FLUVIAL EN EL CORREDOR DE LA BUREBA (BURGOS)

A. Benito-Calvo

Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH, Paseo Sierra de Atapuerca s/n, 09002-Burgos.
alfonso.benito@cenieh.es

Fluvial records in the Bureba Corridor (Burgos): *The Bureba Corridor is a depression bounded by the Cantabrian Mountains to the north and the Sierra de la Demanda to the south, which connected the Duero and Ebro basins during the Neogene. However, during the Quaternary, the incision of the fluvial valleys has generated very different topographical features, creating the current hydrographic watershed between the two basins. In this paper we present the first studies focused on determining the terraces sequence of the Bureba Corridor valleys draining to the Ebro valley, particularly in the Oca and Tirón valleys, where at least 17 fluvial levels developed from the Early Pleistocene up to the present time.*

Palabras clave: Terrazas fluviales, Corredor de la Bureba, Divisoria Duero-Ebro, Pleistoceno
Key words*: Fluvial terraces, Bureba Corridor, Ebro-Duero watershed, Pleistocene*

INTRODUCCIÓN

El Corredor de la Bureba constituye una depresión delimitada por la Cordillera Cantábrica al norte y la Sierra de la Demanda al sur, que ha conectado durante el Neógeno dos de las cuencas terciarias más grandes de la Península Ibérica (cuencas del Duero y del Ebro). Durante el Cuaternario, sin embargo, la incisión de los valles fluviales ha generado características topográficas muy distintas, creándose la actual divisoria hidrográfica entre ambas cuencas (Fig. 1). Los valles de la Cuenca del Ebro están definidos por topografías bajas y un relieve local acentuado, que está provocando la captura de los colectores de la Cuenca del Duero, caracterizados por una topografía alta y un relieve local más bajo.

En este trabajo se muestran los primeros estudios realizados para determinar la evolución geomorfológica de esta región, centrados en analizar la secuencia de aterrazamiento de los valles del Corredor de la Bureba con drenaje al Ebro. Este estudio se ha iniciado en los valles de los ríos Tirón y Oca, donde se han observado las secuencias mejor conservadas.

CONTEXTO GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO

El Corredor de la Bureba se localiza en el centro-norte peninsular, en el área de conexión entre las cuencas neógenas del Duero y del Ebro, localizadas respectivamente al este y al oeste (Fig. 1). Hacia el norte, el corredor está por la Cordillera Vasco-Cantábrica y hacia el sur por el Sistema Ibérico (Sierra de la Demanda).

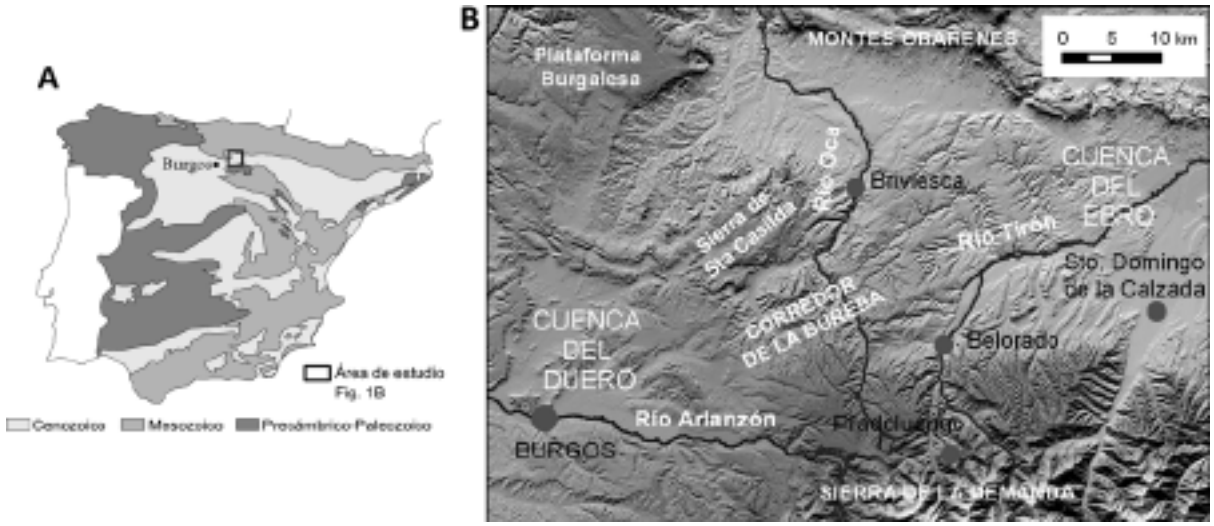


Fig. 1: Localización del área de estudio. A) Península Ibérica, B) Corredor de la Bureba.

Las rocas más antiguas que afloran en esta región corresponden al paleozoico de la Sierra de la Demanda (Boquera *et al*., 1978), sobre el cual se sitúan los materiales mesozoicos (Cabrera *et al*., 1997), representados en ambas cordilleras por depósitos triásicos (facies Keuper, Muchelkalk y Buntsandstein), jurásicos (secuencia carbonatada) y cretácicos (facies Weald, formaciones siliciclásticas del Aptiense-Albiense y secuencia carbonatada del Cretácico superior).

Los materiales cenozoicos están representados por conglomerados y arcillas del complejo sinorogénico, depositado durante la etapa principal de la orogenia alpina y a los cuales se les atribuye una edad Oligoceno-Mioceno inferior. El Neógeno ocupa la mayor extensión del afloramiento y, en general, está compuesto por facies clásticas depositadas en sistemas aluviales desarrollados en los bordes de la cuenca, y facies yesíferas y carbonatadas en posiciones más centrales (Pineda, 1996; Angulo *et al*., 2000; Olivé *et al*., 1990). Los materiales neógenos del Corredor de la Bureba están representados por la facies Cerezo, compuesta por yesos con intercalaciones de margas, lutitas, calizas y dolomías que suelen culminar con niveles calcáreos (Anadón, 1994), la facies Gris-Blanca (margas grises y blancas con intercalaciones de calizas), la facies Pedraja (limos y arcillas con gravas silíceas y alteraciones a techo), las calizas del Páramo de Santa Casilda (serie calizo-margosa), y en la zona del Puerto de la Brújula, una secuencia de calizas y detríticos que culminan a 1031 m, en una posición estratigráfica semejante a los afloramientos más cercanos de la unidad del Páramo Superior de la Cuenca del Duero (Benito and Pérez-González, 2005).

En el Corredor de la Bureba, estos materiales geológicos se hallan afectados por superficies poligénicas de arrasamiento que preceden a la incisión de los valles fluviales y sus terrazas (Benito and Pérez-González, 2005; Benito-Calvo and Pérez-González, 2007). Las superficies mejor conservadas se localizan en la divisoria hidrográfica Duero-Ebro, que se produce entre la red de drenaje del río Arlanzón (Cuenca del Duero) y el valle del Río Oca (Cuenca del Ebro). En esta zona se han descrito diversas morfologías poligénicas que generan morfologías notables, como por ejemplo las superficies del área de La Pedraja o las superficies sobre las calizas de los páramos.

En el área de Pedraja se localizan depósitos detríticos de piedemonte del Mioceno medio, con área fuente en la Sierra de la Demanda, donde se desarrolla una gran superficie superior de origen deposicional. Por debajo de la superficie superior de la Pedraja se desarrollan otros dos niveles. El nivel intermedio se localiza preferentemente en el área de la Pedraja, pero también ha sido descrito en el Puerto de la Brújula a cotas de 1031 m (Benito and Pérez-González, 2005). El último nivel poligénico, anterior a la incisión fluvial, se conserva sobre la facies Pedraja y en los páramos desarrollados sobre las Calizas del Páramo Inferior (Cuenca del Duero) y sobre las Calizas de Santa Casilda (Corredor de la Bureba, Cubeta del Buezo). Esta última superficie alcanza cotas relativas de +170 m respecto al fondo de los valles actuales.

Las citadas superficies de origen neógeno se desarrollan también sobre la orla mesozoica y en los materiales paleozoicos, donde aún se pueden observar niveles de aplanamiento superiores de origen más antiguo.

METODOLOGÍA

El estudio de las secuencias de incisión se ha basado en una cartografía geomorfológica a escala 1:25.000 elaborada a partir de los datos altimétricos del Modelo Digital de Elevaciones MDE05, de 5 m de resolución) y ortofotografías PNOA (resolución 25 cm), disponibles en la Infraestructura de Datos Espaciales de la Junta de Castilla y León y el Centro Nacional de Información Geográfica. Los modelos altimétricos y las ortofotos fueron combinados para crear anaglifos digitales a partir de los cuales se realizó la fotointerpretación tridimensional del territorio. La fotointerpretación fue completada con trabajo de campo.

RESULTADOS

Los valles estudiados en este trabajo corresponden a los ríos Oca y Tirón. El valle del Río Oca nace en el área de La Pedraja desde donde discurre hacia el norte, formando la divisoria con el valle del Río Arlanzón y sus tributarios. En su trazado general N-S, atraviesa transversalmente tanto el Corredor de la Bureba como los Montes Obarenes, hasta desembocar en el Río Ebro. Por su parte, el Río Tirón nace en el macizo paleozoico de la Sierra de la Demanda (Pico de San Millán, 2131 m), y fluye hacia el norte atravesando el Mesozoico y los conglomerados oligocenos, desde donde vira hacia el NE, discurriendo por los materiales miocenos hasta su unión con el Río Oja, apenas cuatro kilómetros antes de confluir con el Río Ebro.

La cartografía geomorfológica de ambos valles ha permitido distinguir terrazas deposicionales, caracterizadas por pendientes medias del 1,2%, y formadas principalmente por gravas redondeadas y subredondeadas de composición cuarcítica en su mayoría, aunque también se observan cantos de calizas mesozoicas, calizas neógenas y sílex. En los afloramientos observados también se han identificado niveles de depósitos finos, con texturas predominantemente arenosas y, en menor medida, fracciones limo-arcillosas. Composicionalmente, las muestras analizadas mediante DRX muestran una tendencia parecida. El mineral dominante es el cuarzo, seguido por feldespato potásico, plagioclasa, calcita, filosilicatos y óxidos de hierro.

La secuencia de terrazas observada en el valle del Río Oca adquiere su mejor representación en su tramo medio donde se observan términos fluviales colgados a +58 m, 48-50 m, +44-46 m, +37 m, +30-33, +22-25 m, +19-20 m, +13-16 m, +10 m, +3-5 m y + 2 m (Fig. 2). Por otro lado, en el conjunto del Valle del Río Tirón se ha definido una secuencia de depósitos aluviales colgados a +162-268 m, +158-220 m, +124-210 m, +190 m, +185 m, +176, +166 m, +83-154 m, +76-140 m, +70-134 m, +48-102 m, +44-86 m, +62 m, +34-53 m, +25 m, +22 m, +16 m, +10

m y +5 m. Estos niveles adquieren una gran variabilidad altimétrica en su posición relativa respecto al cauce, sobre todo los términos más antiguos, debido a procesos de sobre-excavación asociados a la captura fluvial del tramo inferior del Río Tirón.

La secuencia completa de ambos valles presenta al menos diecinueve niveles de terraza, que en una correlación tentativa con las edades obtenidas en el valle del río Alranzón (Moreno *et al*., 2012), situaría las terrazas con cotas relativas de +60 m y superiores en el Pleistoceno inferior, entre +50 y +20 m en el Pleistoceno medio, y por debajo de +12-15 m en el Pleistoceno superior y Holoceno.

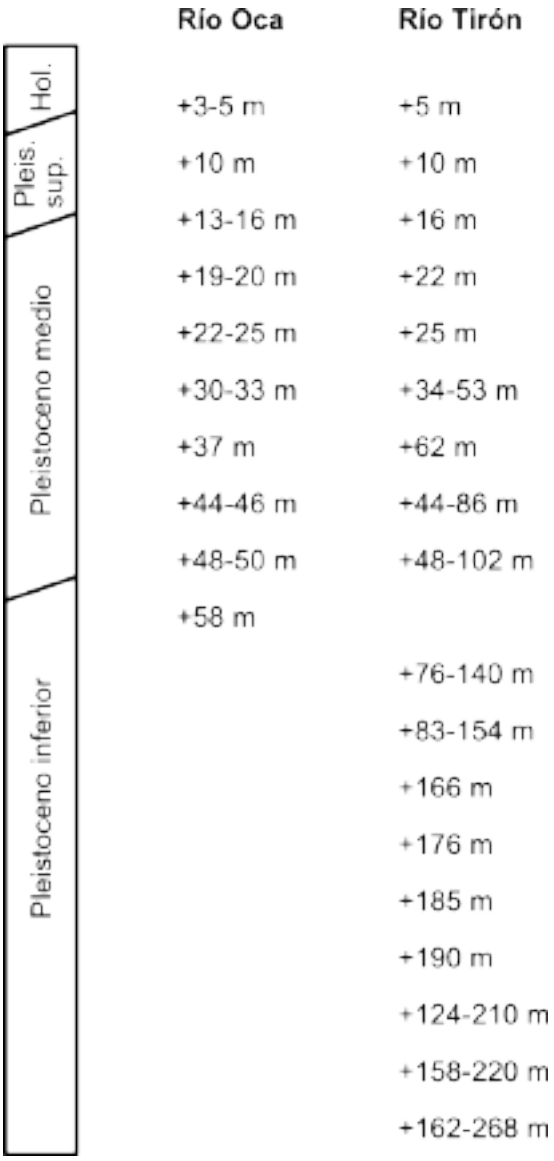


Fig. 2: Secuencias de incisión preliminares de los ríos Oca y Tirón.

CONCLUSIONES

En los valles estudiados del Corredor de la Bureba con drenaje hacia el río Ebro se ha obtenido una secuencia de terrazas compuesta como mínimo por 19 niveles fluviales, cuyas cotas relativas sugieren que se habrían desarrollado desde el Pleistoceno inferior hasta la actualidad.

Actualmente se están realizando dataciones por ESR, OSL y magnetoestratigrafía de estos niveles de terraza, con objeto de realizar una correlación morfo-cronológica con la secuencia del valle del río Arlanzón (Cuenca del Duero) y reconstruir la evolución de los niveles de base cuaternarios en el Corredor de la Bureba.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CEN001B10-2 de la Consejería de Educación de la Junta de Castilla y León.

Referencias bibliográficas

Anadón, P. (1994). The Miocene lacustrine evaporite system of La Bureba (western Ebro Basin, Spain). En: *Global Geological Record of Lake Basins* (E. Gierlowski-Kordesch, K. Kelts, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 311–314.

Angulo, A., Bracero, C., Muñoz, A. (2000). Caracterización de las Unidades Tectosedimentarias de la Comarca de la Bureba (Burgos, España) y su correlación con las cuencas terciarias del Ebro y Duero. *Geotemas*, 2, 19–23.

Benito, A., Pérez-González, A. (2005). Las superficies erosivas de los páramos en el sector NE de la Cuenca del Duero y sus implicaciones en la conexión Duero-Bureba. *Boletín Geológico y Minero*, 116, 351–360.

Benito-Calvo, A., Pérez-González, A. (2007). Erosion surfaces and Neogene landscape evolution in the NE Duero Basin (north-central Spain). *Geomorphology*, 88, 226–241.

Boquera, J., Gil, G., Zubieta, F. (1978). *Mapa Geológico de España, E 1:50.000*, Hoja n° 239 (Pradoluengo), Serie Magna. IGME, Madrid.

Cabrera, R., Crespo, J.L., García, J.I., Mediavilla, B., Armenteros, I. (1997). *Mapa Geológico y Minero de Castilla y León, escala 1:400.000*. Junta de Castilla y León. Sociedad de explotación e Investigación Minera de Castilla y León, S.A. (SIEMCALSA), Valladolid.

Moreno, D., Falguères, C., Pérez-González, A., Duval, M., Voinchet, P., Benito-Calvo, A., Ortega, A.I., Bahain, J.J., Sala, R., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L. (2012). ESR chronology of alluvial deposits in the Arlanzón valley (Atapuerca, Spain): Contemporaneity with Atapuerca Gran Dolina site. *Quaternary Geochronology*, 10, 418–423.

Olivé, A., Ramírez, J.I., Ortega, L.I., Hernández, A., Alvaro, M. (1990). *Mapa Geológico de España, E 1:50.000*, Hoja n° 201 (Belorado), Serie Magna. IGME, Madrid.

Pineda, A. (1996). El enlace y la paleogeografía neógena entre las Cuencas del Duero y del Ebro en la Bureba (Burgos). *Boletín Geológico y Minero*, 107, 14–28.

LA CAPTACIÓN DE MATERIAS PRIMAS LÍTICAS DURANTE EL PALEOLÍTICO EN EL ORIENTE DE ASTURIAS, Y SU CARACTERIZACIÓN LITOLÓGICA EN LA CUENCA DE LOS RÍOS SELLA Y CARES (ASTURIAS, ESPAÑA)

D. Álvarez-Alonso (1), M. de Andrés Herrero (2), J. Rojo Hernández (2)

(1) Dep. Prehistoria y Arqueología. UNED/Centro Asociado de Asturias. Avda. Jardín Botánico 1345 (Calle interior) 33203-Gijón. dalvarez@gijon.uned.es
(2) Dep. Prehistoria y Arqueología. UNED. mariadandres@gmail.com; julio.a.rojo@gmail.es

Abstract (Lithic raw material catchment during Paleolithic in Western Asturias, and its lithological characterization in Sella and Cares basin, (Asturias, Spain): This paper tries to be a first approach to the characterization of lithic raw material in Eastern Asturias, based on their identification in fluvial contexts, specifically in the alluviums of Sella and Cares rivers. Starting from Upper and Middle Paleolithic lithic assemblages of the caves of El Cierro, El Buxu, La Güelga (Sella-Güeña basin) and Coímbre (Cares basin), we have tried to identify the existing lithologies in this sites, in the immediate context. Thereby, surveys have been conducted in theses fluvial basins, as well as a lithological analysis of the surroundings, in order to identify the presence of these lithic raw materials and their possible procurement area.
.

Palabras clave: Paleolítico, materias primas, cuarcita, Asturias.
Key words*:* Paleolithic, raw materials, quartzite, Asturias.

INTRODUCCIÓN

Este trabajo sintetiza la caracterización litológica de las materias primas utilizadas durante el Paleolítico en el oriente de Asturias, partiendo del análisis y la identificación de las litologías predominantes en la fabricación de utillaje lítico, presentes en alguno de los principales yacimientos de la zona en curso de investigación, como son La Güelga, El Buxu y Coímbre. Este primer paso se completa con el análisis geológico del entorno y la realización de prospecciones en los principales cursos fluviales, con el fin de documentar las litologías presentes en la actualidad en los numerosos aluviones existentes en los ríos del oriente de Asturias. El estudio de todas estas evidencias, constituye el resultado preliminar de este trabajo y el punto de partida de la identificación litológica de las materias primas presentes en los yacimientos indicados.

El marco de estudio se sitúa en el oriente de Asturias, entre las cuencas de los ríos Sella y Deva dentro de la fachada externa de la Cordillera Cantábrica, en el Macizo Asturiano.

CONTEXTO GEOLÓGICO

La geología de la zona contiene una rica secuencia de rocas preorogénicas, caracterizada por las sucesiones cámbricas y ordovícicas, donde destacan las calizas de la Fm. Láncara y las pizarras de la Fm. Oville (ambas sedimentos de origen marino) y las cuarcitas de la Fm. Barrios (sedimentos de tipo deltaico). Tras un hiato, se sitúa el Devónico superior y la potente sucesión carbonífera, que caracteriza las importantes series calizas de esta región de los Picos de Europa. Así, entre el Devónico superior y el Carbonífero inferior, se sitúa la Fm. Ermita, formada por brechas y conglomerados, sobre las que se asienta sucesivamente las Fms. Vegamián, Alba (característica por la caliza Griotte), Barcaliente y Valdeteja (calizas de montaña) y la Fm. Picos de Europa. Toda esta sucesión, afectada por la orogenia varisca y sobre todo por la más reciente orogenia alpina, se presenta en numerosos pliegues, que han dado lugar a la identificación de estas formaciones en series horizontales a lo largo de los distintos relieves de la zona donde son perfectamente visibles (Adrados *et al*., 2010). Igualmente, estas sucesiones estratigráficas han sido seccionadas por los distintos cauces fluviales, a lo largo del Cuaternario, durante el encajamiento de la red fluvial. De este modo, los ríos Sella y Cares, así como sus principales afluentes, como el Güeña, atraviesan y seccionan toda esta sucesión estratigráfica, incorporando a sus cauces en forma de cantos rodados los materiales presentes en cada una de ellas.

LA SECUENCIA LITOLÓGICA EN LOS CURSOS FLUVIALES

- Río Sella:

en Oseja de Sajambre (León) y a una altitud superior a los 1000 m nace el Sella cuyo curso sigue una dirección de Sur a Norte. En sus primeros 29 km, desde su nacimiento hasta la localidad de Cangas de Onís donde se le une el río Güeña tiene una pendiente media ligeramente superior al 3 %, mayor en el tramo inicial que discurre por el desfiladero de los Bellos. Su potencial de arrastre se ve incrementado poderosamente por las aportaciones de las numerosos afluentes que descienden desde las sierras de Aranga, Amieva, Covadonga y Faces entre las cuales circula encajonado, así como por los aportes de sus afluentes principales en su cuenca alta, el Ponga por su margen izquierda y el Dobra por la derecha.

La parte alta del río discurre entre el final del manto del Ponga con materiales fundamentalmente del Carbonífero, y el inicio de la región de Picos de Europa dominada por los materiales del Carbonífero Superior y con presencia de bandas del Pérmico y del Triásico; además, a la altura de la Sierra de Beza, el río corta unas pequeñas bandas de microconglomerados y calizas del Devónico Superior. Sin duda, la cercanía del nacimiento del Sella a la Región Pisuerga-Carrión, hace que entre los materiales que transporta se encuentren los conglomerados silíceos de los Grupos Pando y Pontón.

La riqueza litológica que aportan principalmente el Ponga y el Dobra al río Sella es similar. En el caso del Ponga y sus subsidiarios, además de las calizas, pizarras, radiolaritas y areniscas alternantes del Carbonífero, también cortan las series del Cámbrico y Ordovícico: dolomías y calizas de la Fm. Láncara; pizarras, cuarcitas y areniscas de la Fm Oville; cuarcitas blancas de la Fm. Barrios y los microconglomerados y calizas del Devónico. El curso alto del Dobra discurre fundamentalmente por las calizas masivas de Picos y las calizas de montaña del Carbonífero, para atravesar en su tramo final las series litológicas ya citadas para el río Ponga del Cámbrico, Ordovícico y Devónico. A partir de la fusión de ambos ríos con el Sella, y hasta su unión con el Güeña, el Sella discurre a través de las escamas más orientales del Manto del Ponga, en las que las cuarcitas de Barrios y las de la Fm. Oville son predominantes, con alternancias de bandas de caliza de montaña del Namuriense, y pizarras y areniscas del Westfaliense. Entre Cangas de Onís y Arriondas, los materiales dominantes por los que discurre son conglomerados, brechas y arenas del Cretácico. En su parte final de nuevo discurre entre las sucesiones del Carbonífero y el Ordovícico, dominadas por las calizas, lutitas y areniscas.

- Río Güeña:

en la zona más oriental de la Sierra de la Cubeta y cerca del nacimiento del río de las Cabras, nace el Güeña que discurre a lo largo de 20 km paralelo a la costa cantábrica, de manera similar a como lo hace la citada Sierra de la Cubeta. Desde una altitud cercana a los 500 m y en apenas 4,5 km desciende rápidamente al llegar a Benia de Onís, donde ya se encuentra en una cota de 200 m; a partir de ese momento su cauce se hace más tendido pues 10 km aguas abajo, en Corao, apenas sobrepasa los 90 m y en su unión con el Sella tan sólo llega a los 72 m de altitud. Los caudales y aportes de material se ven en gran parte aumentados por las contribuciones de sus principales afluentes de la margen izquierda, el Tabardín y el Covadonga; también por las innumerables riegas y arroyos de ambas márgenes.

Aunque en este caso el río discurre por un entorno litológico sencillo, pues desde su nacimiento y hasta Benia, dominan la Fm. Barrios y las calizas blancas del Carbonífero Superior, a partir de ese momento, en su margen izquierda la litología dominante se la debemos a los materiales terciarios más concretamente cuarzoarenitas, areniscas, arenas y lutitas. Por su parte los afluentes de la margen izquierda con fuertes pendientes e importantes caudales, sobre todo durante los deshielos primaverales, aportan conglomerados calizos, areniscas y pizarras del Stephaniense, cuarcitas de Barrios del Ordovícico Inferior y las calizas negras de la Fm. Barcaliente, de inicios del Carbonífero Superior.

- Río Cares:

desde su nacimiento en Posada de Valdeón (León) hasta Las Arenas (Cabrales, Asturias), el río discurre con una dirección predominante de Sur a Norte. En Arenas de Cabrales da un giro de 90º para tomar una dirección W-E en paralelo a la costa, hasta su confluencia con el río Deva, en las cercanías de Panes, aproximadamente a unos 10 km de la costa. Esta dirección W-E la marca la poderosa presencia de la Sierra del Cuera. En los primeros 20 Km hasta su llegada a Las Arenas, la pendiente media es del 7% pues desciende más de 1400 metros; a partir de ese momento y hasta completar su recorrido, las aguas se calman relativamente aunque su caudal aumenta considerablemente por las aportaciones de las numerosas riegas que se forman en los barrancos de ambas márgenes, como las de Valdoria, Pastores o Tajadura y sus afluentes: Bulnes y Duje por su margen derecha y Casaño y Besnes por la izquierda. Los deshielos primaverales de las nevadas en Picos de Europa y la fuerte pendiente inicial le dan una potencia considerable de erosión y arrastre. El aumento de caudal en sus tramos medio y final hacen que estas aportaciones puedan llegar hasta su desembocadura en el río Deva.

Fundamentalmente, el río circula entre las calizas de diversos orígenes que marcan el oriente asturiano. En su tramo inicial atraviesa las bandas alternas del Carbonífero formadas por las calizas negras laminadas y grises de grano fino del Namuriense y las blancas de grano fino, brechoides de color rosado y rojas nodulosas del Westfaliense, así como también las cuarcitas blancas del Ordovícico Inferior. Poco antes de llegar a Las Arenas, el rio corta unas pequeñas bandas de microconglomerados del Devónico y de calizas rojas con radiolaritas del Carbonífero Inferior así como una banda de lutitas y areniscas del Estafaniense; asimismo, entre Trescares y Mier, el rio discurre por una franja de calizas de grano fino y calizas margosas con sílex de inicios del Estefaniense. Por lo que respecta a las riegas y afluentes, las series líticas son similares aunque se enriquecen con algunas aportaciones de areniscas y lutitas grises, rojas y verdes del Pérmico y areniscas y lutitas rojas del Triásico, cuya presencia se detecta en las cercanías de Mier.

DESCRIPCIÓN DE LOS TRABAJOS DE PROSPECCIÓN

Para poder realizar una aproximación a la captación de materias primas por los grupos paleolíticos de la zona, se realizó una delimitación del área de estudio. El oriente de Asturias y, más concretamente, el espacio comprendido entre los ríos Cares y Sella, incluyendo el río Güeña, afluente de éste último, fue seleccionado en base a dos factores principales. En primer lugar, la existencia de unas características geomorfológicas y físicas muy similares, siendo una zona bastante homogénea desde un punto de vista

ecológico. En segundo lugar, la presencia en esta zona de unos yacimientos arqueológicos con niveles del Paleolítico medio y superior como La Güelga, El Buxu o Coímbre, donde las materias primas líticas utilizadas son bastante similares.

Previamente al inicio del trabajo de campo, se realizó un análisis del territorio partiendo del mapa geológico (IGME. Mapa geológico de España, Hojas 1:50.000 n^{os}: 31 Ribadesella, 32 Llanes, 55 Beleño y 56 Carreña-Cabrales). El objetivo era analizar las diferentes formaciones geológicas existentes en la zona para poder distinguir los afloramientos (fuentes primarias) de las fuentes de aprovisionamiento de materias primas de carácter secundario (aluviones). Las prospecciones, se están desarrollando desde 2011 por parte del equipo de investigación del Proyecto *Paleoecología y poblamiento humano durante el Pleistoceno superior en la cuenca media del río Cares,* en el marco del cual se vienen realizando excavaciones en la cueva de Coímbre desde 2008.

A continuación, con el objetivo de estudiar la presencia de las diferentes materias primas en el entorno de los ríos Sella, Güeña y Cares, fueron seleccionados varios puntos a lo largo de sus cauces. En estos lugares, se procedió a la realización de sondeos de 1 m^2 (todos ellos debidamente georrefenciados), en los que se contabilizaron y midieron todos los cantos existentes, analizando el porcentaje de las diferentes materias primas que fueron documentadas en cada uno de los sondeos. Para seleccionar las zonas que debían ser muestreadas se tuvo en cuenta, tanto la proximidad a los yacimientos paleolíticos, como la presencia en los cauces de los ríos de materias primas susceptibles de ser utilizadas por los grupos humanos (fundamentalmente cuarcitas y radiolaritas).

Igualmente, además de efectuar estos sondeos, se hicieron prospecciones intensivas en algunos de los aluviones seleccionados, por equipos de un mínimo de 4 personas, que testaron sistemáticamente los cantos presentes en la superficie de los aluviones. Esta modalidad alternativa en el estudio, dio unos resultados mucho más favorables, documentándose un volumen y una variedad de materias primas mucho mayor que en el primer tipo de muestreo.

DESCRIPCIÓN E INDIVIDUALIZACIÓN DE LAS MATERIAS PRIMAS

Tras estos trabajos, se ha constatado la presencia de todas estas rocas (cuarcita, lutita, radiolaritas y chert) en la mayor parte de los aluviones prospectados en los ríos Sella, Güeña y Cares. De este modo se confirma la posibilidad de un acceso secundario a estas fuentes de aprovisionamiento, de manera inmediata, sencilla y en abundancia.

Además, la arenisca y distintos tipos de caliza que se corresponden con las sucesivas formaciones geológicas que atraviesan estos ríos, están presentes de manera abundante en los cauces, y en ocasiones han sido acarreados a los yacimientos para ser utilizados como yunques, percutores o retocadores/alisadores.

En primer lugar, las cuarcitas de Barrios “cuarcita armoricana” de edad ordovícica inferior y de un color blanquecino característico, a pesar de ser muy abundante en los potentes afloramientos a los largo de las cuencas fluviales del Sella y Cares, así como en formato de canto rodado en los aluviones, es la materia prima menos utilizada en proporción con su abundancia. Este tipo de cuarcita, sí se ha usado, en cambio, para utilizarse como yunques o percutores, o como alisadores en los distintos yacimientos, sobre todo durante el Paleolítico superior.

Junto a estas cuarcitas más abundantes, aparecen otras de tonos grises y verdosos de grano fino, mucho menos frecuentes que las anteriores, pero que suponen la materia prima fundamental durante el Paleolítico en esta zona. Este tipo de cuarcitas, seguramente con un origen “policíclico”, pueden, entre otras formaciones, proceder de la Fm. Ermita (Devónico superior), también atravesada por estos cursos fluviales, donde nos encontramos aresniscas microconglomeráticas y cantos de cuarzo que destacan en una matriz más fina.

Intercaladas en las calizas del Carbonífero inferior, atravesadas ya por el Sella desde su cauce alto, se localizan distintas series líticas, entre las que aparecen algunos tipos de lutitas, también presentes en los yacimientos. Dentro las importantes series calizas del Carbonífero presentes en la zona, destaca la conocida formación Alba, caracterizada por la “caliza griotte” y por la presencia en ella de radiolaritas. También por debajo de la formación Alba, tenemos una estrecha franja denominada formación Vegamián, en la que podemos encontrar pizarras litificadas que se denominan liditas (de un color negro intenso muy característico) que también hemos documentado en El Cierro, así como en otros yacimientos del valle como El Buxu. Estas liditas se han venido denominando como “sílex negro”, el cual hay que diferenciarlo de otra variedad, también presente en el cauce del Sella y en la cueva de El Cierro de manera abundante, que es el denominado “chert negro”, al que en ocasiones se le ha nombrado como radiolarita negra. El chert negro, como se menciona en otros trabajos relativos a los materiales líticos procedentes de este sector de la cordillera cantábrica (Fuertes et al., 2010) está presente en varias formaciones, algunas de las cuales también son atravesadas por el cauce del río Sella, como las formaciones Barcaliente y Vegamián, por lo que al igual que la radiolarita, también es una litología con afloramientos presentes en la cuenca del Sella. También se ha identificado la presencia de un sílex local, de tipo melado-amarillento, que se correspondería con el llamado “sílex de Piloña” (Fortea *et al.* 2010; Santamaría *et al.* 2011). Las lutitas, son muy abundantes en las series litológicas delm oriente de Asturias, pero han sido utilizadas de forma más abundante en el Paleolítico medio, pasando desapercibidas en el superior. De este modo, el yacimiento e la zona con más abundancia de esta materia y donde más ha sido utilizada es en los niveles musterienses de la cueva de La Güelga.

Hacia finales del Paleolítico superior, se empieza a documentar el uso del cristal de roca, que parece ser la única materia prima cuya posible captación sea primaria, ya que el formato en el que se presenta en los yacimientos es en forma de prisma (que denotaría un origen filoniano) y en ningún caso muestra evidencias ni estigmas que nos remitan a un contexto fluvial.

CONCLUSIONES

Hemos seleccionado distintos horizontes culturales, presentes en las cuevas estudiadas en el oriente de Asturias, que van desde el Musteriense y Auriñaciense (La Güelga), al Solutrense (El Buxu) pasando por el Gravetiense (Coímbre) y el Magdaleniense inferior, medio y superior (La Güelga, Coímbre y El Cierro). En todos estos niveles se ha documentado el mismo tipo de cuarcitas, siendo en todos ellos la materia prima principal, en distintos porcentajes, y sólo descendiendo su importancia en el utillaje en las fases magdalenienses y en el Solutrense. Esta cuarcita muestra en todos los casos superficies corticales con estigmas que evidencian su procedencia de un medio fluvial. Presenta numerosas variedades, en función de su grano y su coloración, pero todas ellas han podido ser identificadas en los distintos niveles de estas cuevas. La radiolarita en sus dos variedades (roja y gris) y el chert, en porcentajes variables desde la cuenca del Sella, a la del Cares han sido documentadas en formato canto rodado en el interior de las cuevas, con superficies corticales, que al igual que la cuarcita indican su procedencia de un medio fluvial.

Tanto en lo que corresponde a las cuarcitas, dominantes en todos estos yacimientos, como a las presencia de otras materias primas de tipo silíceo, se ha constatado la presencia de un amplio número de litologías en los entornos fluviales, que están presentes en desigual medida en los contextos arqueológicos de la zona.

De este modo, logramos obtener una caracterización litológica para los yacimientos del paleolítico del oriente asturiano, a partir de un “área fuente” establecido en el entorno fluvial, es decir, en un contexto secundario.

En la mayor parte de los casos, las materias primas líticas identificadas en contextos arqueológicos (cuarcitas, radiolaritas, chert…) presentan estigmas en las superficies corticales, propios de los medios fluviales, lo cual se confirma con la identificación de estos materiales en dichos entornos. Con este trabajo, mostramos como en la zona, a pesar de alcanzar una mayor diversidad y variedad de materias primas a medida que se avanza desde el Musteriense hasta el Paleolítico superior final, el grueso de las mismas siguen siendo de ámbito local. La principal variedad radica en las morfologías y tamaños de estas materias primas, no en su presencia/ausencia o en el conocimiento de su existencia por parte de los grupos paleolíticos. Los requerimientos técnicos y las estrategias tecnológicas de los grupos humanos desde el Paleolítico medio al superior, van evolucionando a medida que pasa el tiempo, permitiendo la utilización, en fases avanzadas del Paleolítico superior, de litologías presentes en el ámbito fluvial inmediato, pero con tamaños y morfologías que no permitían seguramente su uso en época musteriense o en momentos iniciales del Paleolítico superior.

Si bien tenemos constatado el área fuente de algunas de estas materias presentes en los ríos (Cuarcitas, chert, radiolaritas, lutitas, silex “Piloña”) en otros casos, el origen de algunas de estas materias, captadas en los ríos, aún no está clarificado, fruto de la ausencia de trabajos específicos en este ámbito

Referencias bibliográficas

Adrados, L., Alonso, V., Bahamonde, J., Farias, P., Fernández, L., Gutiérrez, M., Heredia, N., Jiménez, M., Meléndez, M., Merino, O. & Villa, E. (2010). *Parque Nacional de Los Picos de Europa. Guía Geológica.* IGME, 337 pp.

Fortea, J.; Rasilla, M. de la; Santamaría, D.; Martínez, I.; Duarte, E. & Fernández de la Vega, J. (2010). El Paleolítico superior en Asturias en los albores del siglo XXI. En Mangado, X. (ed.): *El Paleolítico superior peninsular. Novedades del siglo XXI. Homenaje al Profesor Javier Fortea,* 271-289

Fuertes, Mª.N.; Neira, A.; Gómez, F.; Alonso, E. & Fernández, E. (2010). “Caracterización de las materias primas líticas del yacimiento mesolítico de El Espertín (León)”. En Domínguez-Bella, S.; Ramos, J.; Gutiérrez, J. M. & Pérez, M. (eds.) *Minerales y rocas en las sociedades de la Prehistoria*, 169-184

Santamaría, D.; Rasilla, M. de la; Martínez, L. &Tarriño, A. (2011). Las herramientas y su interpretación cultural y económica. *La cueva de El Sidrón (Borines, Piloña, Asturias). Investigación interdisciplinar de un grupo neandertal*, 137-146

EXPLOTACIÓN DE LOS RECURSOS LÍTICOS DURANTE EL PALEOLÍTICO ANTIGUO EN EL ORIENTE DE ASTURIAS

J. Fernández-Irigoyen (1), J. Ruiz-Fernández (2), C. García (2) y F. J. Alonso-Rodríguez (3)

(1) Dpto. de Historia, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Oviedo, c/ Teniente Alfonso Martínez, s/n, 33011, Oviedo (Asturias), España, fernandezijavier@uniovi.es
(2) Dpto. de Geografía, Facultad de Filosofía y letras, Universidad de Oviedo, c/ Teniente Alfonso Martínez, s/n, 33011, Oviedo (Asturias), España.
(3) Área de Petrología y Geoquímica, Dpto. de Geología, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo, c/ Jesús Arias de Velasco, s/n, 33005, Oviedo (Asturias), España.

Abstract: (The procurement of lithic resources during the Ancient Palaeolithic in the Eastern Asturias) *This paper outlines some reflexions about raw materials lithic transformation in Ancient Palaeolithic sites of the Eastern of Asturias. First, we present the concept of the lithics operative chains and the most important place that the caching of the raw material has in all this process. Then, we focus in the study of rocks used in the lithic industry of Modes 2 y 3 linked to the fluvial terraces and marine abrasion platforms existing in the study area. Otherwise, we present a study of thin films of two different types of quartz arenite witch are typical in the Eastern Asturias, in which the lithics artifacts are made and their relationship with Ancient Palaeolithic sites, as well as their significance as raw material acquisition areas.*

Palabras clave: Paleolítico antiguo, materia prima, cuarzoarenita, cadenas operativas líticas.
Key words*: Ancient Palaeolithic, raw material, quartz arenite, lithic operative chains.*

INTRODUCCIÓN

El término Paleolítico antiguo es usado en la Región Cantábrica para englobar a una serie de yacimientos con industrias del Modo 2, generalmente ubicados al aire libre y situados cronológicamente antes del OIS 4, y a todos los yacimientos típicamente musterienses con industrias del Modo 3, localizados mayoritariamente en cueva (Rodríguez-Asensio, 2000; Rodríguez-Asensio y Arrizabalaga 2004; Arrizabalaga 2005; Álvarez, 2012).

Con esta denominación de Paleolítico antiguo se quiere expresar la continuidad tecno-tipológica que existe entre las industrias de los Modos 2 y 3, por lo menos en las primeras fases de esta última, no pudiéndose hablar de una ruptura radical entre ambos modos industriales (Martín y Djema, 2005).

Toda la Región Cantábrica esta jalonada de múltiples yacimientos y hallazgos aislados adscritos al Paleolítico antiguo (Álvarez, 2012). Sin embargo, existen "vacíos" de información, zonas donde no hay restos industriales atribuidos a este primer momento del poblamiento cantábrico, como era el caso del oriente asturiano. Desde 2003 se están realizando prospecciones arqueológicas en los principales cursos fluviales de la zona (Sella, Güeña y Cares), así como en el área costera, donde se conservan diferentes niveles de rasas de origen marino (Fig. 1).

En el valle del Sella, donde tenemos más sistematizada la información, se ha descrito un sistema de terrazas fluviales formado por 12 niveles elevados a + 110, + 75-80, + 60-65, + 40-50, + 27-30, + 20, + 17,+ 12, + 10, + 8, + 6 y + 4 m sobre el nivel actual del río. En la superficie de las mismas se han localizado 30 sitios con restos de industrias líticas y un yacimiento (El Caxili), con industria en posición estratigráfica (Fernández y Ruiz, 2008).

En el marco de estos trabajos hemos realizado un estudio de las diferentes litologías usadas para la elaboración de los artefactos líticos durante el Paleolítico antiguo, con el objetivo de conocer y buscar las posibles estrategias de captación de la materia prima para la talla lítica, algunos de cuyos resultados presentamos en este trabajo.

CADENAS OPERATIVAS Y MODELOS DE CAPTACIÓN DE MATERIA PRIMA

El concepto de cadena operativa es una parte esencial de los estudios líticos, para poder comprender las actividades humanas en el marco espacial de su comportamiento. Desde esta percepción, el estudio de los conjuntos industriales pasa inicialmente por analizar no solo la industria en sí misma sino los modos en los que se produce la captación de la roca susceptible de ser tallada (Conde *et al*., 2000).

El abastecimiento de la materia prima necesaria para su aprovechamiento en la consecución de elementos líticos industriales, queda garantizada en los medios fluviales por el propio aporte de los depósitos aluviales, cuya carga detrítica ofrece una importante posibilidad de elección. En este tipo de medios se hace innecesaria la captación de materias primas exógenas, y se explotan exclusivamente las de origen local. Los asentamientos, por tanto, se instalan sobre los mismos lugares donde se

encuentran los recursos líticos y allí se confeccionan, usan y abandonan los utensilios elaborados (Caro, 2004).
Tradicionalmente, se viene asumiendo la existencia de estrategias de aprovisionamiento lítico en ocasiones definidas como estrategias de "inmediatez" (Montes, 2003) y solo en los momentos finales de esta etapa se observa una mayor presencia de materias primas exógenas al propio yacimiento. Esta búsqueda de materias primas exógenas, fundamentalmente sílex, va asociada a la consecución de cadenas operativas más complejas. En la zona de estudio, está documentada en yacimientos en cueva claramente adscritos al periodo Musteriense, estableciéndose radios de captación de materia prima de en torno a los 5 km de distancia respecto de los yacimientos (Santamaría *et al.*, 2010).

Fig. 1: Mapa de localización de la zona de estudio. Representación de los hallazgos líticos y del yacimiento del Caxili.

METODOLOGÍA
A nivel arqueológico se ha realizado una prospección de superficie de las terrazas de los principales cursos fluviales, de los pequeños valles interiores y otras zonas del entorno fluvial susceptibles de presentar restos de industrias líticas al aire libre, así como de la zona costera, donde se desarrollan diferentes niveles de rasas marinas (García, 2005). Con posterioridad al trabajo de campo, y para abordar el análisis de la industria lítica localizada, se ha usado el Sistema Lógico Analítico (Carbonell *et al.*, 1983).

Para la caracterización petrológica y mineralógica de las cuarcitas se ha utilizado el equipamiento disponible en el Área de Petrología y Geoquímica de la Facultad de Geología de la Universidad de Oviedo. Mediante técnicas petrográficas, con el uso de un microscopio petrográfico *Carl Zeiss Universal* de luz transmitida y lupa binocular *Leica Wild M 10*, se ha procedido a la caracterización de las láminas delgadas. Las microfotografías se han obtenido con una cámara *Leica DC 300F* con una resolución de 1024 x 876 píxeles.

LA MATERIA PRIMA: LA CUARCITA DE BARRIOS
El área de estudio está constituida básicamente por dos unidades estructurales: la Región de Mantos y la Cuenca de Oviedo-Cangas de Onís (Fig. 2). En las proximidades, aunque fuera ya del área de prospección arqueológica considerada en este trabajo, cabe destacar otra importante región geológica: el Dominio de los Picos de Europa. La Región de Mantos está formada por una serie de láminas alóctonas imbricadas de trazado sinuoso (mantos de corrimiento y escamas menores asociadas), que fueron plegadas con posterioridad a su emplazamiento, y que están integradas por materiales paleozoicos del Cámbrico, el Ordovícico, el Devónico superior y el Carbonífero (Julivert, 1983). Por su parte, la Cuenca de Oviedo-Cangas de Onís se define como un gran sinclinorio alargado y estrecho compuesto por materiales sedimentarios mesozoicos y terciarios (Muñoz, 1982).

El roquedo de la zona oriental asturiana ofrece un dominio neto de la Cuarcita de Barrios, así como de varias formaciones de calizas pertenecientes al Carbonífero. No obstante, también afloran pizarras y areniscas paleozoicas, así como areniscas, arenas, limolitas, lutitas, calizas y conglomerados cretácicos y terciarios.

La Cuarcita de Barrios (Ordovícico inferior), conocida a menudo como "cuarcita armoricana", está constituida por bancos de cuarzoarenitas muy duras de color blanquecino, que llegan a superar en ocasiones los 500 m de potencia. El nombre de esta formación fue establecido por Comte (1959), haciendo referencia al pueblo de Barrios de Luna. Por lo general, su gran dureza, y por tanto su resistencia a la erosión, da lugar a la formación de cordales montañosos y fuertes relieves. Diversos trabajos (Gutiérrez y Luque, 1993; Gutiérrez *et al.*, 2008) han mostrado como en algunos sectores de la

zona central y oriental asturiana, estas rocas cuarzosas han sido afectadas por una intensa alteración que produce la liberación de fragmentos y granos de cuarzo, predominantemente de tamaño arena y grava. Este proceso viene determinado, en primera instancia, por una densa fracturación del macizo y la consiguiente circulación de agua a su través, lo que provoca en último término una disgregación tal, que los materiales se llegan a movilizar y redepositar formando acumulaciones detrítico-silíceas.

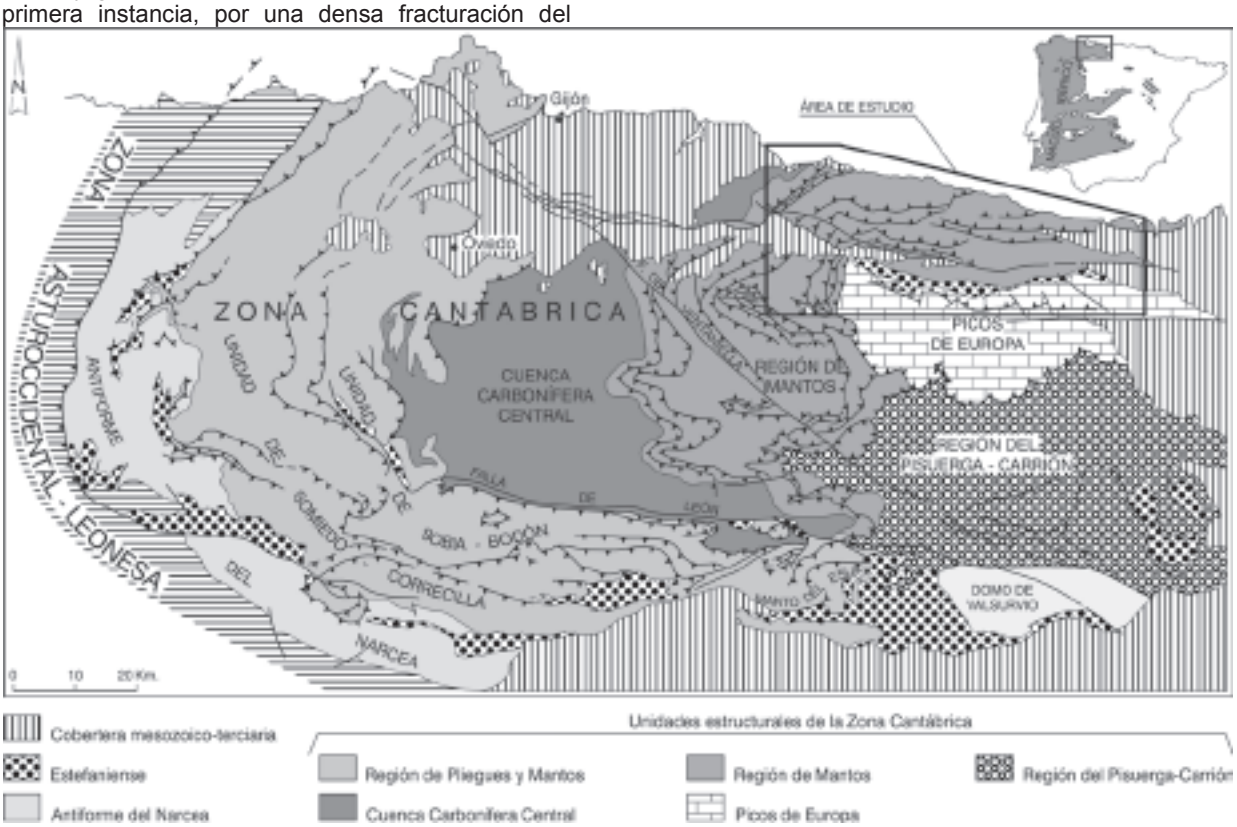


Fig. 2: Unidades estructurales de la Zona Cantábrica. Basado en Julivert (1983), Rodríguez-Fernández (1983) y Marquínez (1989)

El origen de estos procesos de fracturación parece estar relacionado con fallas, principalmente de dirección ONO-ESE y NO-SE (situadas al Sur de los concejos de Ribadesella, Parres y Noreste de Cangas de Onís), así como con superficies de cabalgamiento, en este último caso con trazados de orientación dominante E-O o ENE-OSO, caso de las que afectan a las zonas al Sur del concejo de Llanes (Gutiérrez *et al.*, 2008).

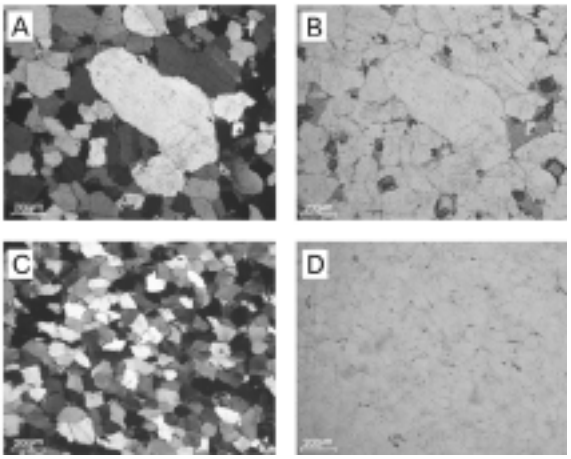


Fig. 3: Microfotografías de las dos facies de la Cuarcita de Barrios. "Cuarcita de grano grueso": A (x25 NX) y B (x25 NP); "Cuarcita de grano fino": C (x25 NX) y D (x25 NP).

La Cuarcita de Barrios, en la que está tallado el material lítico objeto de estudio, es de origen sedimentario y está compuesta casi exclusivamente de cuarzo (95 %). Su textura es clástica granular con cemento de cuarzo sobrecrecido, por lo que debe ser clasificada como una cuarzoarenita, aunque genéricamente se mantenga su denominación de cuarcita. Esta litología presenta en la zona oriental asturiana dos *facies* bien diferenciadas por su granulometría, con distintas propiedades y comportamiento: "cuarcita de grano grueso" y "cuarcita de grano fino". Por tal motivo, se ha determinado si el material arqueológico está realizado sobre un tipo u otro de cuarcita. Las diferencias de granulometría son observables en la muestra de mano y han sido analizadas en láminas delgadas. En las muestras que se corresponden con la "cuarcita de grano grueso" (Fig. 3, A y B), se observan granos heterométricos, variando de tamaño arena gruesa a arena fina (entre 1 mm y 0,2 mm); además entre los granos de cuarzo aparece en parte matriz arcillosa y también poros. La falta de calibrado de los granos y sobre todo la presencia de matriz y la porosidad, hacen que la roca sea poco coherente y más fácil de alterar. Las muestras procedentes de la "cuarcita de grano fino" (Fig. 3, C y D), presentan los granos muy bien calibrados, tamaño arena fina (en torno a los 0,2 mm), sin apenas matriz arcillosa o poros entre ellos, por lo que la roca es un material sano, coherente y muy resistente. En consecuencia, todas estas

características de las rocas influyen en los procesos de alteración y han condicionado de manera determinante la disponibilidad de recursos líticos aptos para ser utilizados como soporte de los útiles paleolíticos.

Desde un punto de vista arqueológico, las dos *facies* características de la Cuarcita de Barrios condicionan su utilización en el proceso de talla. La "cuarcita de grano grueso" se presenta generalmente en cantos rodados de gran tamaño y tiene pocas aptitudes para la talla lítica: escasa dureza, frecuentes diaclasas, imposibilidad de rotura concoidea y filos poco cortantes. Por el contrario, la "cuarcita de grano fino" aparece en forma de cantos rodados de menor tamaño y tiene buenas condiciones para su inclusión en la cadena operativa lítica, ya que es de gran dureza, no presenta fisuras, permite una talla concoidea y los filos resultantes son cortantes.

Categoría	Cuarcita de grano fino	Cuarcita de grano grueso	Total	Porcentaje
BN1GC Cantos Tallados	2	2	4	4,3 %
BN1GC Bifaces	2	-	2	2,1 %
BN1GC Picos Triedros	1	1	2	2,1 %
BN1GE Núcleos	13	5	18	19,4 %
BN1GE Restos de núcleos	2	2	4	4,3 %
BN2GC Hendedores	0	5	5	5,4 %
BN2GC Raederas	12	4	16	17,2 %
BN2GC Denticulados	1	-	1	1,1 %
BN2GC Cuchillos de dorso	1	-	1	1,1 %
BN2GC Puntas	2	-	2	2,1 %
BN2GC Muescas	1	-	1	1,1 %
BP Lascas simples	11	4	15	16,1 %
BP2G Restos de talla	13	9	22	23,7 %
Total útiles	61	32	93	

Tabla I: Diferentes categorías estructurales de la industria lítica del yacimiento del Caxili.

ESTRATEGIAS DE CAPTACIÓN DE MATERIA PRIMA EN EL ORIENTE DE ASTURIAS

La gran disponibilidad de cantos de Cuarcita de Barrios en las terrazas fluviales de los ríos Sella, Güeña y Cares, así como sobre la superficie de antiguas plataformas de abrasión marina donde aparecen los restos de industrias de los Modos 2 y 3, determina que dicho material sea la materia prima en la que está configurada la industria lítica localizada en la zona de estudio.

La distribución de los hallazgos arqueológicos en el territorio se encuentra superpuesta a la distribución de los lugares en los que aparece la materia prima. Estas localizaciones se configuran como auténticos afloramientos de cuarcitas en forma de cantos rodados, produciéndose un solapamiento de la captación, fabricación, uso y posterior abandono del material en el mismo lugar.

Si analizamos los datos de los hallazgos en superficie asignados a los Modos 2 y 3 en el valle del Sella, podemos observar que de las 30 localizaciones donde aparece industria lítica (27 de ellas se sitúan sobre terrazas fluviales), en 25 casos existe gran abundancia de cantos cuarcíticos de "grano fino" y buena calidad.

Esta búsqueda de terrazas fluviales con abundancia de cantos cuarcíticos de mejor calidad para la talla, implica un alto grado de selección de las zonas de captación de materia prima por parte de los grupos paleolíticos, algo conocido también en yacimientos musterienses de la cuenca del Nalón, como el abrigo de La Viña (Fortea *et al*., 2010).

Si atendemos al yacimiento del Caxili, única ubicación donde hemos podido completar y estudiar la cadena operativa lítica, vemos como el uso de la "cuarcita de grano fino" es mayoritario en la elaboración de todos los tipos líticos, especialmente en la BN1GE y BN2GC. Esta generalidad presenta una excepción y es la fabricación de "hendedores sobre lasca", donde se usa de manera específica la "cuarcita de grano grueso" (Tabla I). La utilización de materias primas poco aptas para la talla lítica en la fabricación de hendedores sobre lasca es conocida en otros yacimientos del entorno cantábrico (Cabrera, 1989). Seguramente este hecho está relacionado con el gran tamaño que requiere el nódulo del que extraer la BP soporte del útil y, posiblemente, con ciertas características mecánicas del material que dificultan la extracción de grandes Bases Positivas, anchas y no demasiado gruesas, de los cantos cuarcíticos de grano fino, más compactos y duros.

La utilización diferencial de ambos tipos de cuarcita existente en el territorio en función del útil a realizar, junto a la búsqueda y explotación de los depósitos

con mayor abundancia de cantos cuarcíticos de "grano fino", parecen indicarnos cierto nivel de complejidad en las estrategias de captación y selección de la materia prima de la que estos grupos humanos disponían en su entorno más próximo.

CONCLUSIONES

Las prospecciones realizadas en el oriente de Asturias nos han permitido efectuar un buen número de hallazgos de industria lítica adscrita a los Modos Industriales 2 y 3, localizada tanto en la superficie de diversos niveles de terrazas fluviales, como sobre las rasas marinas que se elevan a diferentes altitudes en este sector de la costa cantábrica.

El roquedo del área de estudio se caracteriza por el predominio de diversas formaciones de calizas carboníferas, así como de las cuarcitas ordovícicas de Barrios. La última litología citada constituye la materia prima en la que está realizada la industria lítica hallada en la zona. Sin embargo, esta roca presenta dos *facies* bien diferenciadas: unas cuarcitas muy duras y de granulometría fina y homométrica, que se corresponden con el típico aspecto de la Fm. Barrios, y otras con granos heterométricos, matriz compuesta de arcillas y abundantes poros, por lo que presentan menor coherencia interna y mayor grado de alteración.

Dado que la gran mayoría del material está en superficie, y teniendo en cuenta la problemática que plantea la división y adscripción cultural de estas industrias, donde convive el macroutillaje propio del Modo 2 (bifaces, picos triedros, hendedores, etc.) con tecnologías y modos propios del Modo 3, no entraremos a adscribir cronológicamente estos restos. Sin embargo, sí que podemos situar la industria del yacimiento del Caxili, que se encuentra en posición estratigráfica, en relación con otros sitios de similares características del entorno cantábrico (yacimiento de Cabo Busto II, Bañugues, Llagú, Paredes, El Hondal, La Verde, Jaizkibel, etc.) y en un ámbito cronológico situado en torno al OIS 5 (Rodríguez y Arrizabalaga, 2004).

El grado de conocimiento que estos primeros grupos humanos paleolíticos tenían de las diferentes litologías existentes en el entorno del oriente asturiano era alto, ya que seleccionaban el tipo de roca para tallar según sus características y cualidades en función de los útiles deseados. Así mismo, buscaban y explotaban mayoritariamente aquellos aluviones donde afloraba la cuarzoarenita de mejor calidad.

Todo esto nos lleva a considerar que, ya durante estos momentos tempranos del Paleolítico antiguo cantábrico, las estrategias de aprovisionamiento lítico estaban desarrolladas y dotadas de cierto nivel de complejidad. Las evidencias localizadas en la zona oriental asturiana muestran como, aunque las estrategias de captación estaban todavía basadas en la adquisición de la materia prima local (Martín y Djema, 2005; Montes, 2003), la diversidad litológica del entorno era bien conocida en sus diferentes variantes y seleccionada, en función de sus distintas cualidades, para ser tallada.

Referencias bibliográficas

Álvarez, D. (2012). El primer poblamiento humano en la región cantábrica. Reflexiones y síntesis en torno al Paleolítico antiguo. *Kobie Serie Paleoantropología*, 31, 21-44.

Arrizabalaga, A. (2005). Las primeras ocupaciones humanas en el Pirineo Occidental y Montes Vascos. Un estado de la cuestión. *Munibe (Antropologia-Arkeología),* 57 *Homenaje a Jesús Altuna*, 53-70.

Cabrera, V. (1989). El Paleolítico medio cantábrico y sus relaciones con el área pirenaica. *Espacio. Tiempo y Forma. S. I. Prehistoria y Arqueología*, 2, 49-59.

Carbonell, E., Guilbaud, M. y Mora, R. (1983). Utilización de la Lógica Analítica para el estudio de tecnocomplejos de cantos tallados, *Cahier Noir*, 1, 3-64.

Caro, J. A. (2004). Explotación de los recursos líticos durante el Paleolítico inferior y medio en el bajo valle del Guadalquivir. *Actas III Reunión de trabajo sobre aprovisionamiento de recursos abióticos en la Prehistoria.* Fund. Ibn al-Jatib de Estudios de Cooperación Cultural, Granada (España), 87-101.

Comte, P. (1959). Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 69, 1-440.

Conde, C., Baena, J. y Carrión, E. (2000). Los Modelos de explotación de los recursos líticos durante el Pleistoceno de la región de Madrid. *Spal* 9, 145-166.

Fernández, J. y Ruiz, J. (2008). Prospección geoarqueológica de las terrazas fluviales del río Sella (oriente de Asturias): el yacimiento del Caxili. *Cuaternario y Geomorfología*, 22 (3-4), 173-187.

Fortea, J., Rasilla M. de la, Santamaría, D., Martínez, L., Duarte, E. y Fernández, J. (2010). El Paleolítico superior en Asturias en los albores del siglo XXI. En: *El paleolítico superior peninsular. Novedades del siglo XXI.* (X. Mangado, coord.). UAB, Barcelona (España), 271-289.

García, L. (2005). *Introducción al reconocimiento y análisis arqueológico del territorio.* Ariel Prehistoria, Barcelona, 357 pp.

Gutiérrez, M. y Luque, C. (1993). *Recursos del subsuelo de Asturias.* Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo, 392 pp.

Gutiérrez, M., Pando, L. y García-Ramos, J. C. (2008). Procesos y productos de alteración de formaciones rocosas en Asturias y su repercusión socio-económica. *Boletín Geológico y Minero,* 119 (2): 211-230.

Julivert, M. (1983). La Estructura de la zona cantábrica, En: *Geología de España. Libro Jubilar A J. Mª. Ríos* (Comba, J. A., coord.). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 339-381.

Marquínez, J. (1989). Mapa geológico de la Región del Cuera y los Picos de Europa. *Trabajos de Geología*, 18, 137-144.

Martín, P. y Djema, H. (2005). Los sistemas operativos del complejo Musteriense. El problema de la variabilidad y sus implicaciones. En: *Neandertales cantábricos, estado de la cuestión* (R. Montes y J. A. Lasheras, coords). Museo Nacional y Centro de Investigación de Altamira. Monografías, 20, 315-332.

Montes, R. (2003). *El primer poblamiento de la región Cantábrica. El Paleolítico Inferior cantábrico*. Museo Nacional y Centro de Investigación de Altamira. Monografías. 18, 260 pp.

Muñoz, J. (1982). Geografía Física. El Relieve, el clima y las Aguas. En: *Geografía de Asturias* (F. Quirós Linares, dir.). Ayalga Ediciones, Salinas, Tomo I, 271 pp.

Rodríguez-Asensio, J. A. (2000). El Paleolítico antiguo en Asturias. *SPAL*, 9, 109-123.

Rodríguez-Asensio, J. A y Arrizabalaga, A. (2004). El poblamiento más antiguo de la región: las ocupaciones previas al IS4. Desde el inicio del poblamiento a circa 80.000 BP. En: *Las sociedades del Paleolítico en la región cantábrica* (M. Fano, coord). *KOBIE (Serie Anejos),* Bizkaiko Foru Aldundia-Diputación Foral de Bizkaia, Bilbao, 8, 51-90.

Rodríguez-Fernández, L. R. (1983). Evolución estructural de la zona cantábrica durante el Carbonífero. En:

Carbonífero y Pérmico de España. *X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero* (C. Martínez, coord.). Instituto Tecnológico y Geominero de España, Madrid, 151-162.

Santamaría, D., Fortea, J., Rasilla, M. de la., Martínez, L., Martínez, E., Cañaveras, C., Sánchez, S., Rosas, A., Estalrrich, A., García-Tabernero, A. y Lalueza-Fox, C. (2010). The technological and typological behaviour of a neanderthal group from El Sidrón cave (Asturias, Spain). *Oxford Journal of Archaeology,* 29 (2), 119–148.

LA CRONOMETRÍA DE LA CUEVA DE EL SIDRÓN (PILOÑA, ASTURIAS). PROBLEMAS E IMPLICACIONES DERIVADAS.

M. de la Rasilla (1), D. Santamaría (1), T. de Torres (2), J. E. Ortiz (2), H. Valladas, N. Mercier (3), N. Tisnérat-Laborde (3), R. Grün (4), S. Eggins (4), R. Juliá, (5), V. Soler (6), C. Lalueza (7), A. Rosas (8), P. G. Silva (9), S. Sánchez-Moral (10), J. C. Cañaveras (11).

(1) Área de Prehistoria, Departamento de Historia, Universidad de Oviedo.
(2) LEB, ETSIM, Universidad Politécnica de Madrid.
(3) LSCE /IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, Gif Sur Yvette Cedex, Francia.
(4) Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra, Australia.
(5) Institut Jaume Almera de Ciencies de la Terra, CSIC, Barcelona.
(6) Estación Volcanológica de Canarias, IPNA-CSIC, Tenerife.
(7) Instituto de Biología Evolutiva (CSIC-UPF), Barcelona.
(8) Grupo de Paleoantropología, Departamento de Paleobiología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid.
(9) Departamento de Geología, Universidad de Salamanca.
(10) Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC.
(11) Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante.

Abstract (The chronometry of the Sidrón Cave (Piloña, Asturias). Problems and derived implications): *We expose the strategy used to date the archaeological record (mainly human Neanderthal bones and lithic industry) from the El Sidrón site, the results obtained, the discussion about them, and we highlight the problems that some results could generate in the interpretation of some special interpretative events (transition between Middle to Upper Palaeolithic, chronology of the end of Neanderthals…)*

Palabras clave: Neandertal. Musteriense. Cronometría.
Key words*:* Neanderthal. Mousterian. Chronometry.

INTRODUCCIÓN

La Cueva de El Sidrón (Borines, Piloña, Asturias) ofrece una importante colección de restos humanos neandertales asociados a industria lítica y a unos pocos restos de fauna, que ha convertido al yacimiento en un referente nacional e internacional (véase un amplio resumen en Rasilla et al., 2011).

Para poder datar el registro que aparecía y que, además, había llegado desde el exterior al contenedor del mismo -la llamada Galería del Osario (Fig. 1)- mediante una colada de barro como consecuencia de un evento de tormenta o similar, era inevitable el uso de diferentes sistemas de datación aparte del ^{14}CAMS; pues el episodio cultural y el taxón humano cubren más tiempo fuera del ámbito del carbono14 que dentro de él.

Aquí trataremos los resultados obtenidos sobre el hueso humano, aunque hay dataciones realizadas mediante OSL, AARD, ESR con fechas que en general acotan bien la cronología del yacimiento. También se muestreó para datar mediante U/Th, el cual no ofreció datos utilizables debido a la abundancia de torio en el agua del sistema y de elementos detríticos en los espeleotemas, y para Paleomagnatismo que al ser de polaridad positiva no ofreció información concluyente (Torres et al., 2010, 2011).

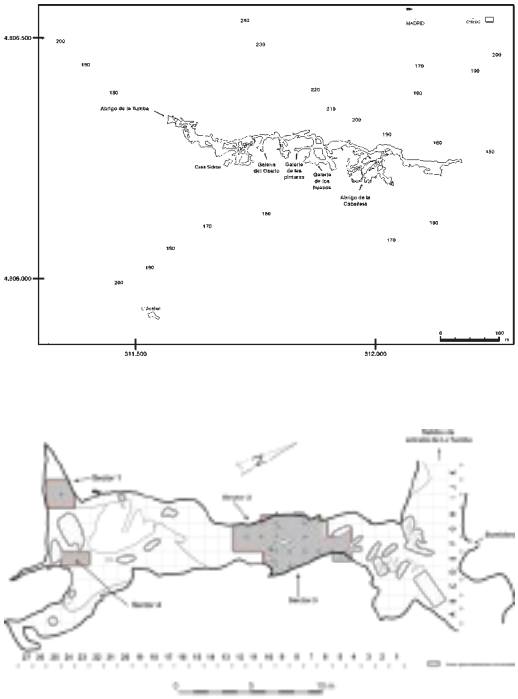


Fig. 1: Arriba. Desarrollo del complejo cárstico de El Sidrón. Abajo. Planta de la Galería del Osario y zonas excavadas en gris.

LOS ANTECEDENTES Y LAS ACCIONES POSTERIORES REALIZADAS

En la historia de la cavidad hay un antes y un después de 1998-99, porque tras su descubrimiento en 1994, apertura de expediente judicial, atestado de la Guardia Civil y traslado al Instituto Anatómico Forense, éste solicitó poder enviar una muestra a datar a un laboratorio de Arizona que no dio resultados por la falta de colágeno. En 1998 se envió otra muestra, una vez llegaron los huesos humanos

al Museo Arqueológico de Asturias, al laboratorio de Gif-sur-Yvette, la cual fue datada y estuvo esperando a que se reclamara la información obtenida pues se habían producido cambios en los responsables institucionales de la investigación y se desconocía ese envío.

Cuando en 2000 comenzaron las excavaciones arqueológicas y, paralelamente, los estudios y análisis de todo el material, se fueron datando varias muestras por los procedimientos antes aludidos (Fig. 2) y, en un momento dado, nos enteramos de que la muestra francesa estaba disponible. Con todo, siempre se quiso poner en cuestión los procedimientos a fin de comprobar el acuerdo o desacuerdo que pudiera producirse y, en cada caso, evaluar los resultados. Por eso, hubo siempre mucho interés en datar la misma muestra por diferentes sistemas para sacar a la luz las posibles contradicciones.

Al final tenemos un corpus bastante amplio de dataciones con diferentes resultados, casuísticas e implicaciones derivadas.

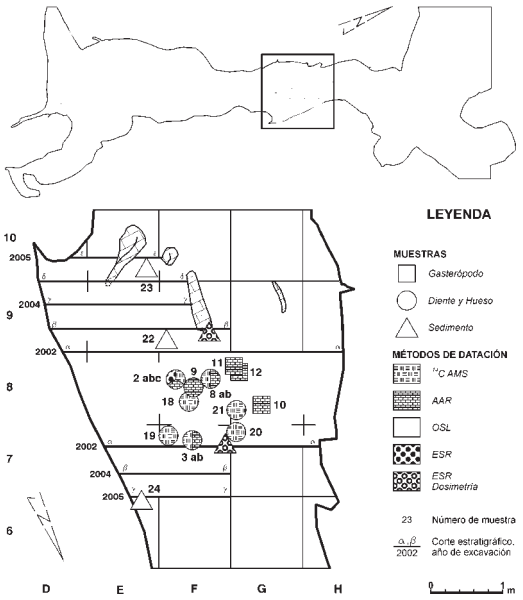


Fig. 2: Área donde se tomaron las muestras en la Galería del Osario y procedimientos utilizados en cada caso.

Centrándonos ahora en las realizadas por ^{14}CAMS, se fueron enviando a diferentes laboratorios según iban llegando los resultados y, en algún caso, los problemas, hasta que fuimos conocedores de la datación de Gif sur Yvette y el panorama cambió radicalmente. Algún tiempo después la Universidad de Oxford (ORAU) desarrolló un proyecto de dataciones europeo que crono-estratigráficamente abarcaba desde el Musteriense hasta el Gravetiense al objeto de comprobar un nuevo sistema de pretratamiento y valorar las dataciones de esos episodios y sus transiciones o hiatus. Se intentaron datar muestras de El Sidrón en el ORAU, pero en este caso ninguna tuvo suficiente colágeno o nitrógeno, de modo que se recurrió a una parte de la muestra que se había datado anteriormente en el laboratorio francés (Wood et al. 2013).

RESULTADOS

En la tabla 1 se exponen los resultados obtenidos y se observa en primer lugar unas significativas diferencias según laboratorios. Hay que decir que, aparte de la muestra de Gif-sur-Yvette, desde el 2000 las muestras se enviaron primero a Geochron, luego a Beta y finalmente a Oxford.

Como fácilmente puede observarse hay tres bloques de dataciones, algunas de las cuales son aberrantes (Geochron) y otras (Beta) forman parte del elenco de dataciones que sitúan bien el Musteriense, bien el Auriñaciense entre 35.000 y 40.000 BP.

Sin menoscabo de lo que los laboratorios vienen diciendo desde hace tiempo, sobre todo en relación con la contaminación de las muestras, entre otros problemas, es cierto que en la práctica la interpretación arqueológica fuerza a veces los resultados para apoyar proposiciones, no sin antes curarse en salud aceptando la problemática general de esos procedimientos, pero luego dando por buenos los resultados y a partir de ahí establecer la hipótesis.

CONCLUSIONES

No cabe duda que es necesario el uso de los sistemas de datación disponibles para situar en el tiempo “absoluto” los materiales y eventos prehistóricos, pero los procedimientos analíticos tienen sus peculiaridades que en ocasiones complican la interpretación. No olvidemos, máxime en momentos próximos al límite del sistema (± 55.000 BP en el caso del carbono), una contaminación pequeña por carbono moderno rejuvenece en miles de años una muestra. Y por razones que deberán explicarse se ha hecho una especie de muralla en torno al 35.000/40.000 BP que ha enmascarado una realidad mucha más compleja.
El Sidrón, entre otros yacimientos, ha puesto de manifiesto esa contradicción y como una misma colección puede ofrecer datas tan dispares cuya interpretación en cada caso es completamente diferente.

Como parece más razonable si contamos con dataciones más antiguas, por lo que en principio el grado de contaminación es menor, son éstas las que deben aceptarse, de modo que consideramos que el registro de El Sidrón corresponde al menos a un a fecha en torno al 49.000 BP.

Nº Muestra	Nº Invt.	Laboratorio	Método	Espécimen	Edad B.P.
SID-0/BS01	IAF	AA20283	^{14}C AMS	**Hueso Hum.**	Colág. Insufte.
SID-00a	IAF	GifA-99167	^{14}C AMS	**Diáfisis femoral**	48.500 ± 2.600
SID-00b	IAF	GifA-99704	^{14}C AMS	**Diáfisis femoral**	49.200 ± 2.500
SID-2A	441	GX-30241	^{14}C AMS	**Incisivo**	11.289 ± 79
SID-3A	531	GX-30242	^{14}C AMS	**Molar**	10.340 ± 70
SID-8B	312	Beta-89644	^{14}C AMS	**Premolar**	34.940 ± 680
SID-13	566	Beta-189645	^{14}C AMS	**Diente**	Colág. Insufte.
SID-14	736	Beta-189646	^{14}C AMS	**Hueso Hum.**	Colág. Insufte.
SID-15	756	Beta-189647	^{14}C AMS	**Diente Hum.**	Colág. Insufte.
SID-16	775	Beta-189648	^{14}C AMS	**Diente Hum.**	Colág. Insufte.
SID-17	748	Beta-189649	^{14}C AMS	**Hueso Hum.**	Colág. Insufte.
SID-18	50	Beta-192064	^{14}C AMS	**Premolar**	Colág. Insufte.
SID-19	500	Beta-192065	^{14}C AMS	**Premolar**	40.840 ± 1.200
SID-20¤	599a	Beta-192066	^{14}C AMS	**Costilla**	37.300 ± 830
SID-21¤	763a	Beta-192067	^{14}C AMS	**Premolar**	38.240 ± 890
SID-46	IAF	OxA-21776	^{14}C AMS	**Diáfisis femoral**	48.400 ± 3.200

Tabla 1: Dataciones 14CAMS obtenidas sobre diferentes partes esqueléticas de neandertales en distintos laboratorios.

Agradecimientos: Este trabajo ha sido financiado mediante varios convenios entre la Consejería de Cultura del Principado de Asturias y la Universidad de Oviedo, Programa "Severo Ochoa" de Principado de Asturias PCTI 2006/2009. Aspectos parciales de la invesyigación se incluyen en el proyecto BOS2003-01531 del Ministerio de Educaaión y Ciencia y en el Natural Environment Research Council (NERC) (grant NE/D014077/1).

Referencias bibliográficas

Rasilla, M. de la, Rosas, A., Cañaveras, J.C. & Lalueza-Fox, C. (2011): *La Cueva de El Sidrón (Borines, Piloña, Asturias). Investigación interdisciplinar de un grupo neandertal*, Consejería de Cultura y Turismo, Gobierno del Principado de Asturias y TRABE SLU, Oviedo, 211 pp.

Torres, T., Ortiz, J. E., Grün, R., Eggins, S., Valladas, H., Mercier, N., Tisnérat-Laborde, N., Juliá, R., Soler, V., Martínez, E., Sánchez-Moral, S., Cañaveras, J. C., Lario, J., Badal, E., Lalueza-Fox, C., Rosas, A., Santamaría, D., de la Rasilla, M. & Fortea, J.. (2010). Dating of the hominid (Homo neanderthalensis) remains accumulation from El Sidrón Cave (Piloña, Asturias, North Spain): an example of a multi-methodological approach to the dating of Upper Pleistocene sites. *Archaeometry,* 52, 680–705.

Wood, R. E., Higham, T. F. G., Torres, T de, Tisnérat-Laborde, N., Valladas, H., Ortiz, J.E., Lalueza, C., Sánchez-Moral, S., Cañaveras, J.C., Rosas, A., Santamaría, D. & Rasilla, M. de la. (2013). A new date for the Neanderthals from El Sidrón Cave (Asturias, Northern Spain). *Archaeometry* 55, 148-158.

EL ACHELENSE DEL BAJO GUADALQUIVIR: COMENTARIO A SU PROCESO SECUENCIAL

J. A. Caro Gómez (1)

(1) Dpto. Geografía y Ciencias del Territorio, Área de Prehistoria, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad de Córdoba. Plaza del Cardenal Salazar, 3. 14071-Córdoba. jacaro@uco.es

Abstract (The Acheulian in the lower Guadalquivir: remarks on its sequential process): *This paper focuses on the essential features of the technolithic process which shaped the Acheulian Sequence in the Lower Guadalquivir: 1) the basic complex (T6 to T9), is characterised by the appearance of the earliest macrolithic material. 2) This situation culminates, in the assemblages found in T10, in the development of a regional Full Acheulian, characterised by a marked growth in bifacial indices, which at times predominate. 3) From T11 onwards, despite the continuing presence of clearly-Acheulian material, the assemblages are typically post-Acheulian. 4) This altered substrate finally becomes Middle Palaeolithic by the low terrace T13, suggesting that they should be regarded as a Middle Palaeolithic specific to peninsular fluvial areas (or Middle Palaeolithic Quarry).*

Palabras clave: Achelense, Bajo Guadalquivir, Pleistoceno Medio, terrazas aluviales.
Key words: Acheulian, Lower Guadalquivir, Middle Pleistocene, Alluvial terraces.

INTRODUCCIÓN, MÉTODO Y OBJETIVOS

La estructuración y alcance regional y peninsular de la Secuencia Paleolítica del Bajo Guadalquivir ha sido expuesta en diversas publicaciones que con carácter general han reflejado la evolución cronocultural del Paleolítico Antiguo (Díaz del Olmo et al., 1993; Vallespí, 1992; Vallespí et al., 2007; Caro Gómez, 2006a; Caro et al., 2011).

Rasgos como la continuidad de su tecnología básica, aspectos como el incremento del mundo del sílex en el mundo cuarcítico de estas industrias, y fenómenos como la perduración postachelense, son algunas de las cuestiones desveladas y expuestas en los informes y estudios específicos publicados. La homogeneidad sustancial de los complejos tecnolíticos y su valoración dinámica como continuidad secuencial, asumidas desde las primeras publicaciones, han constituido el supuesto básico de la interpretación del proceso secuencial, con especial atención a temas como la perduración de su legado postachelense (Vallespí, 1989, 1999; Caro, 2005), el uso de materias primas (Vallespí y Díaz del Olmo, 1996; Caro Gómez, 1997 y 2006b), o la implementación de técnicas de datación cronométrica (Caro et al., 2011).

En las conclusiones derivadas de estos trabajos apoyamos el presente comentario, cuyo objetivo es presentar las características esenciales del proceso tecnolítico que configura la Secuencia Achelense del Bajo Guadalquivir. Para ello hemos tratado de armonizar nuestras experiencias en torno a cuatro aspectos concretos del proceso conjunto: a) la progresión secuencial cuantitativa de los sitios con registros paleolíticos; b) el incremento del uso del sílex en su mundo cuarcítico; c) la continuidad y variabilidad del proceso; y d) la perduración postachelense. Debemos previamente recordar que nuestro comentario a estas cuestiones se sustenta en el hecho radical de la existencia ininterrumpida de registros paleolíticos, del interior de los depósitos, en los nueve niveles continuados del proceso geomorfológico fluvial arqueológicamente fértiles desde la T5 a la T13, sin descartar la posibilidad de encontrar registros en los niveles anteriores (T1 a T4), hasta el momento estériles.

RESULTADOS: PROCESO TECNOLÍTICO DE LA SECUENCIA.

En el estudio secuencial del valle del Bajo Guadalquivir se contemplan los procesos seguidos con referencia a los resultados obtenidos en el valle principal, pero sin perder de vista las aportaciones de los afluentes, tanto primarios como secundarios, según los cuatro aspectos caracterizadores referidos:

a) La progresión secuencial cuantitativa de los sitios con registros paleolíticos. Los datos obtenidos de la relación entre formaciones cuaternarias e industria lítica de los yacimientos paleolíticos del Bajo Guadalquivir (Caro Gómez, 2006a), han demostrado una ocupación humana de su ámbito fluvial, durante el Pleistoceno Medio, preferentemente ligada a los medios vinculados con zonas más o menos deprimidas de encharcamientos temporales y, en mayor medida, a los valles de la red dendrítica de afluentes (primarios y secundarios), como el Genil (Araque, 1993), el Guadaira (Caro et al., 2012) o el Corbones (Fernández Caro, 2007).

Al final del Pleistoceno Medio y a comienzos del Superior (MIS6/MIS5), se constata un gran aumento de industria lítica en depósitos de baja, media e incluso alta energía del colector principal. Los episodios aluviales estudiados informan de una evolución desde un sistema meandriforme anterior a 138 ky; pasando a un sistema anastomosado con medios palustres carbonatados (129 ky, 121 ky y 110 ky); posteriormente a un episodio de techo de la terraza fluvial con suelos y cauces efímeros (104 ky); y finalmente otro episodio con nuevos depósitos de desbordamientos. La industria lítica presenta una adscripción netamente Achelense en el primer episodio, y de Paleolítico Medio para el resto de las series (Caro et al., 2011). Igualmente, también está demostrada una mayor presencia de yacimientos

externos al ámbito fluvial relacionados con las formaciones kársticas (Fernández Caro, 2003; Caro et. al., 2012).

Por otro lado, en estos momentos de tránsito aparecen, en depósitos de la T12 y T13, restos paleontológicos de grandes vertebrados como elefantes, hipopótamos, bóvidos, équidos, cérvidos, etc. Seguramente esta situación debe estar relacionada, no sólo con la mejor conservación de los depósitos aluviales, sino también con el aumento del número de grupos humanos en esta época.

b) El incremento del uso del sílex en su mundo cuarcítico. La escasa variedad litológica empleada en la configuración de las industrias líticas en las series achelenses del Bajo Guadalquivir, responde a un aprovisionamiento de carácter local en los propios depósitos detríticos sedimentarios. En ellos siempre son mayoritarios los cantos de cuarcita (y rocas afines como la arenisca cuarcítica) acompañados por otras variedades como el cuarzo, la arenisca, la caliza, el sílex, esquistos, etc. No es de extrañar, por tanto, que al estudiar los conjuntos líticos de los yacimientos encontremos una abrumadora presencia de elementos elaborados en cuarcita y de forma complementaria por soportes de sílex y, testimonialmente, por otro tipo de rocas.

El escenario general a lo largo de la secuencia cultural refleja una situación parecida durante todo el Pleistoceno Medio, en la que la cuarcita obtiene porcentajes medios del 95%, el sílex del 4% y otras materias del 1%. Sin embargo, a finales de este período y comienzos del Pleistoceno Superior, en las series del Achelense Final y, sobre todo, en las de Paleolítico Medio, esta dinámica sufre un sensible cambio. Analizando de forma global todos los conjuntos se comprueba cómo la cuarcita, aún siendo dominante, comienza a tener valores por debajo del 90%. Por el contrario, el sílex irá aumentando gradualmente para llegar a obtener valores de más del 20%.

No obstante, esta tendencia general tiene trayectorias diferentes si se analizan las series por separado, según los contextos deposicionales en los que se encuentra cada yacimiento (lagunas, arroyos, superficies elevadas, paleosuelos, etc.). De tal forma que, mientras que en algunos yacimientos la cuarcita sigue alcanzando valores casi absolutos (Caro et al., 2011), en otros pierde representatividad a favor del sílex, hasta tal punto de llegar a colocarse con porcentajes similares del 50% (Caro et al., 2004; Caro 2006b). Esta divergencia puede ser interpretada en función de diferentes tradiciones culturales, pues la disponibilidad del medio y la adaptabilidad al mismo era común a estos grupos humanos y los recursos líticos estaban al alcance de todos en la misma medida.

La posibilidad de que la funcionalidad de los lugares haya influido en esta cuestión ha sido puesta de manifiesto recientemente (Caro et al., 2011), y tendrá que ser contrastada en las investigaciones en curso. La asociación entre formación geomorfológica similar y utilización de materia prima parecida pudiera ir en este sentido, mostrándonos el resultado de una estrategia de subsistencia basada en la utilización diferenciada del medio físico.

c) La continuidad y variabilidad del proceso. En el plano técnico se evidencia una mayor intensidad en la talla de los soportes conforme se va avanzando en la Secuencia Cultural, de tal forma que la explotación de los núcleos en los conjuntos más antiguos es mucho menos acusada que en las series más recientes, donde el grado de aprovechamiento llega frecuentemente al agotamiento del soporte. En consecuencia, los productos de talla suelen estar dominados por las lascas corticales hasta los depósitos de la T10, donde las semicorticales e internas suben de forma considerable, llegando estas últimas a convertirse en las más numerosas en el Achelense Final y Paleolítico Medio.

Los talones presentan una distribución bastante uniforme basada en la preponderancia de los corticales, y en menor medida los lisos, con presencia esporádica de otros más elaborados (diedros o facetados). Por ello, los índices de facetado suelen ser bajos, aumentando de forma testimonial en algunos conjuntos más evolucionados, y en relación con una mayor utilización del sílex.
Por su parte, los utensilios sobre lasca muestran también una tendencia general de progresivo aumento, con escasa presencia en los conjuntos de las terrazas más altas, sensible aumento en los de las medias y un importante incremento en las series más modernas relacionadas con los depósitos de finos y terrazas bajas. Tipológicamente son las raederas el grupo más representativo en la mayoría de los conjuntos achelenses, repitiéndose el predominio de los tipos simples pero con un aumento progresivo de los modelos transversales, dobles y convergentes hacia los momentos finales de la secuencia, a los que se asocia también la aparición de los retoques más elaborados de tipo quina o semiquina. El resto de elementos de la lista tipológica presenta porcentajes dispares poco representativos, salvo el caso de las muescas que suelen aparecer de forma muy destacada en algunas series de Achelense Final y Paleolítico Medio antiguo, sobre todo en los conjuntos donde la cuarcita es abrumadoramente mayoritaria.

La técnica levallois se conoce, al menos, desde momentos no muy avanzados del Pleistoceno Medio (T7), pero con una escasa incidencia hasta comienzos del Pleistoceno Superior, donde de forma puntual en algunos conjuntos llegará a obtener porcentajes cercanos al 30%, cuando el empleo del sílex es más común.

Los cantos tallados, que aparecen ya en los primeros niveles de terraza con industria lítica (T5 y T6), se mantienen como un continuum tradicional de forma constante a lo largo de toda la Secuencia, con predominio siempre de los de tipo unifacial.

El utillaje bifacial está ausente en las series de los depósitos aluviales que inician la Secuencia General (T5 y T6), aunque sí aparecen testimonialmente en un depósito coluvial de la T6 (Hta. de la Reina) cuya industria ha sido asociada al desmantelamiento de esta terraza (Fig. 1). Por el contrario, este grupo es

altamente representativo en los depósitos situados entre la T7 y la T10, presentando una dinámica de aumento progresivo hasta los conjuntos de Pleno Achelense. En la T11 el porcentaje disminuye, al igual que en algunas de las series de la T12, donde hay conjuntos amplios en los que ni aparecen. Los bifaces son más frecuentes que los hendedores y los triedros en los conjuntos asimilados a las terrazas más altas, mientras que hacia el comienzo de las terrazas medias (T11) son los hendedores los que se sitúan por delante.

Fig. 1: Bifaz de cuarcita del yacimiento de Huerta de la Reina (Carmona, Sevilla): 1ª evidencia de utillaje bifacial en la Secuencia Achelense del Guadalquivir.

La presencia de bifaces planos es testimonial y están claramente relacionados con series muy evolucionadas adscritas al Achelense Final transicional o al Paleolítico Medio. Son los tipos amigdaloides los más representativos, aunque aparecen comúnmente, y de forma aleatoria, otros tipos como los de filo transversal o los ovalados y, esporádicamente, los modelos lanceolados. En los primeros episodios de las terrazas altas son comunes las siluetas poco equilibradas, formas globulosas, talla muy amplia y aristas sinuosas. A partir de la T9, donde aparecen los primeros bifaces completamente desbastados, y sobre todo T11 y T12, las siluetas son más equilibradas en general y el retoque regularizador se sistematiza. Finalmente, en las series cronológicamente posteriores, los escasos bifaces que aparecen suelen estar totalmente tallados, con retoque invadiente muy cuidado, empleo generalizado del percutor blando, siluetas altamente equilibradas y aristas muy rectificadas.

Los hendedores de tipo 0 son siempre mayoritarios y con mucha ventaja sobre los demás tipos. Sin embargo, se observa como en las series más numerosas asociadas con algunos depósitos de las terrazas altas (T7 a T9), de Pleno Achelense, ceden cierto protagonismo a otros tipos como el I y el II. Por último, los triedros son un elemento que no aparece muy representado en la generalidad de los conjuntos, salvo significativas excepciones, en momentos avanzados del Pleistoceno Medio. Bien es verdad, que suelen encontrarse en todas las series estrictamente achelenses y totalmente ausentes en las series de Paleolítico Medio.

d) La perduración postachelense. El final de la Secuencia Paleolítica está representado por las series de los depósitos aluviales de la T11, T12 y T13, por localizaciones y yacimientos en relación con niveles de finos a techo de las terrazas medias y algunas altas (tierras negras, suelos y coluviones pardos, etc.), cuya formación puede ser atribuida en general al límite Pleistoceno Medio/Pleistoceno Superior y, sobre todo, al Pleistoceno Superior antiguo (Baena y Díaz del Olmo, 1994; Caro et al., 2011).

Sus industrias presentan unas características tecnotipológicas muy determinantes. Las estructuras de las series, suelen ser equilibradas, con piezas poco o nada rodadas, en razón a la naturaleza de los depósitos y al escaso o nulo desplazamiento que han sufrido, configurando en ocasiones yacimientos en posición primaria. Como ya se ha comentado es en estos momentos finales cuando el sílex es empleado con mayor asiduidad en la elaboración de la industria, si bien la alta variabilidad de los conjuntos ofrece una doble situación entre aquellos en los que, efectivamente, el sílex alcanza un alto porcentaje, y otros que, contrariamente, son elaborados casi exclusivamente en cuarcita.

Los talones preparados y la técnica levallois alcanzan los valores más elevados de la secuencia aunque sus porcentajes no serían muy representativos fuera de ella, por lo que nos encontramos siempre con una industria no facetada y no levallois.

La presencia de utillaje bifacial (bifaces y hendedores) en bastantes conjuntos, aunque con poca representatividad, se convierte en uno de los indicadores de la perduración achelense. Y aunque se muestran en muchas ocasiones con talla invadiente completa, simetrías casi perfectas y empleo de percutor blando; existen algunas series donde alcanzan cierta importancia presentando además siluetas, tratamientos, tipos, etc., de aspecto más arcaico. Con los hendedores ocurre algo parecido, pues los que ahora aparecen son siempre de tipo 0, muy estandarizados y con una baja elaboración técnica. En esta misma línea se entiende la persistencia, en gran parte de las series, de cantos tallados.

La importancia, general y extendida, de los utensilios del grupo III, como elementos indicativos de una cierta evolución, queda atenuada con la pobre elaboración técnica que en muchos casos presentan, resultando utensilios generalmente atípicos.

Algunas otras peculiaridades a destacar son una alta representatividad de las raederas, esporádica aparición de puntas musterienses y una cada vez mayor significación de los utensilios dúplices, incluso triples. En cuanto al retoque, aunque se observa una

generalización de técnicas más elaboradas, con delineación muy correcta y perfiles rectilíneos, apareciendo de forma esporádica el estilo quina y semiquina, no dejan de existir utensilios con retoques amplios regularmente delineados, característicos de series plenamente achelenses.

RESUMEN VALORATIVO Y CONCLUSIONES

La continuidad y el aumento paulatino de los registros paleolíticos controlados en la sucesión de depósitos sedimentarios de la secuencia deben interpretarse como reflejo de su poblamiento originario, considerado al menos en bloques poblacionales amplios, evidenciados por la evolución geomorfológica fluvial sustentante.

En relación con esta evidencia de continuidad poblacional, en su aspecto tecnológico, el proceso paleolítico aparece definido por la implantación de un complejo tecnolítico homogéneo en las terrazas altas (T6 a T9), correspondiente a un horizonte achelense consolidado, que mantiene un continuum básico durante todo el proceso secuencial. La correlación paleomagnética de episodios normales en estas terrazas, es asimilada a la época normal Brunhes, en un momento inmediatamente posterior al cambio de polaridad (Matuyama-Brunhes) con una cronología de menos de 780.000 B.P (Díaz del Olmo y Baena, 1997).

Este proceso se verá alterado por variabilidades diacrónicas que matizarán sus complejos en tiempos distanciados: en las terrazas medias (T10, T11 y T12), para convertirse en la terraza baja (T13), en un complejo tecnolítico mixtificado, de perduraciones achelenses con impactos musterienses, como Paleolítico Medio Regional no clásico (Vallespí, 2006).

El complejo inicial del que arranca la secuencia y las variabilidades diacrónicas en el transcurso de su desarrollo según nuestra experiencia contrastada, modelan el siguiente ritmo del proceso tecnolítico de la secuencia:

1. El complejo básico, establecido en las terrazas altas, T6 a T9, aparece definido por la aparición en el primero de ellos de los primeros elementos macrolíticos, que poco a poco irán aumentando su representatividad, convirtiéndose en los siguientes niveles -T7 a T9- en la base tecnológica de las series instrumentales. En todos ellos la industria está claramente relacionada con la anterior, sobre todo la T7 donde la tipología es escasa y muy uniforme, mientras que en la T8 se acrecienta el número de restos y se produce un claro aumento del grupo macrolítico, siempre con dominio de los bifaces sobre los hendedores. Por lo tanto, debemos identificar este período con un claro Achelense aún poco desarrollado. Cronológicamente se situaría entre el comienzo del Pleistoceno Medio y más de 300 ky.

2. Sobre esta base se opera, hacia el final de este complejo (T9), un cambio tecnológico que altera la variabilidad integral del conjunto industrial de las terrazas, caracterizado globalmente por una generalización de los conjuntos líticos. Esto queda reflejado en la adquisición de unas características más significativas como el aumento del utillaje bifacial, que presenta una mayor elaboración técnica, al mismo tiempo que se advierte cierta estandarización en los utensilios sobre lasca y diversificación de tipos, donde destacan las raederas de gran formato. Esta situación culminará en los conjuntos de la T10 y niveles asimilables, momento en el cual se desarrolla el gran Achelense de la región, evidenciado en el incremento del número yacimientos y elementos de las series líticas. Los índices bifaciales, que ofrecen un crecimiento significativo de forma general, en ocasiones, llegan a tener valores muy destacados. Entre sus elementos, los bifaces presentan una amplia diversificación de tipos, con técnicas de talla más depuradas.

3. Este proceso evolutivo sufrirá, a partir de la T11, una nueva alteración que modificará su ritmo, provocando una yuxtaposición de situaciones, ya que al mismo tiempo que algunos conjuntos líticos se mantienen invariables, otros manifiestan una desigual gama de cambios tecnotipológicos. Entre ellos cabe destacar una sensible caída del macroutillaje, siendo ahora los hendedores los que dominan sobre bifaces y triedros. Se produce también un aumento de los índices levallois, así como de los utensilios del grupo Paleolítico Superior y una utilización más frecuente del sílex. Bien es verdad que, este nuevo cambio, se verá aumentado en los conjuntos tecnolíticos de la T12, donde es más clara esta yuxtaposición de contextos, pues existen niveles cuya industria es equiparable al momento anterior de la T11, pero donde hay otros que ya reflejan claramente las características propias de los momentos postachelenses, con una destacada representación de los utensilios sobre lasca, de menor tamaño y retoques más elaborados, enriquecimiento de los productos levallois, aumento considerable del sílex, etc.

Se intuye, por lo tanto, un momento de cambios significativos cuya evolución no sería unilineal, sino más bien multivariable, con influencias distintas que irían desde la individualización de las propias tradiciones locales, hasta los influjos de las aportaciones foráneas. Es decir, que mientras en unos lugares se está dando una adaptación a los nuevos modos técnicos, identificándose claramente con el Paleolítico Medio antiguo; en otros, se siguen utilizando las viejas técnicas influenciadas aún por la tradición cultural achelense, cuyo tecnocomplejo hemos calificado como Achelense final transicional. Para la T10, T11 y T12 se ofrece una horquilla cronológica de entre 300 ky y 80 ky.

4. Finalmente, este sustrato así alterado alcanza su transformación definitiva en la terraza baja, T13, y niveles correlativos. En el final de este proceso se generaliza, aunque sin ser exclusivo, el desarrollo de las nuevas técnicas, cuyas manifestaciones más interesantes serán la desaparición, o presencia testimonial, del utillaje bifacial, la estandarización del utillaje sobre lasca y la reducción de sus dimensiones, la equiparación del uso sílex con la cuarcita, y una destacada presencia de la técnica levallois. Se dará paso así a unas industrias terminales del proceso de evolución, cuyas

características las separan del Paleolítico Medio clásico (musteriense), ya que al mismo tiempo que no abandonan completamente las formas tradicionales, se ven influenciadas por un claro impacto de nuevas pautas culturales, significando así una fase concluyente del proceso, que debe ser considerada como un Paleolítico Medio peculiar de los ámbitos fluviales peninsulares (o Paleolítico Medio de Graveras).

Referencias bibliográficas

Araque Aranda, F. (1993). La Barqueta. Materiales de superficie del Paleolítico Antiguo en la provincia de Córdoba. *Ariadna*, 11, 161 pgs. Córdoba.

Baena Escudero, R., Díaz del Olmo, F. (1994). Cuaternario aluvial de la depresión del Guadalquivir: episodios geomorfológicos y cronología paleomagnética. *Geogaceta* 15, 102-103. Madrid.

Caro Gómez, J.A. (1997). La ocupación humana del medio físico en el valle del Bajo Guadalquivir durante el Paleolítico Inferior y Medio: yacimientos y materias primas. *Reunión Grupo de Trabajo Cuaternario Mar de Alborán*, 125-126. Melilla.

Caro Gómez, J.A. (2005). Procesos técnicos y variabilidad tipológica durante el Pleistoceno Medio en las industrias líticas del Bajo Guadalquivir. In J. Rodríguez Vidal, C. Finlayson y F. Giles Pacheco (Eds.), AEQUA. *IV Reunión de Cuaternario Ibérico*, 106-107, Gibraltar.

Caro Gómez, J.A. (2006a). Yacimientos e industrias achelenses en las terrazas fluviales de la Depresión del Bajo Guadalquivir (Andalucía, España). Secuencia estratigráfica, caracterización tecnocultural y cronología. *CAREL*, año IV, 4, 1423-1605. S&C ediciones, Delegación de Cultura y Patrimonio, Excelentísimo Ayuntamiento de Carmona.

Caro Gómez, J.A. (2006b). Explotación de los recursos líticos durante el Paleolítico Inferior y Medio en el Bajo Valle del Guadalquivir. En *Sociedades prehistóricas, recursos abióticos y territorio*, Actas de la III Reunión de trabajo sobre aprovisionamiento de recursos abióticos en la Prehistoria, 87-1001.

Caro Gómez, J.A., Díaz del Olmo, F., Rísquez Ollero, J. (2004). Las industrias paleolíticas del yacimiento de Tarazona (La Rinconada, Sevilla): Achelense y Musteriense clásico en las Terrazas Medias del Guadalquivir. Actas de la *XI Reunión Nacional de Cuaternario*, 175-182. Oviedo.

Caro Gómez, J.A., Díaz del Olmo, F., Cámara Artigas, R., Recio Espejo, J.M., Borja Barrera, C. (2011): Geoarchaeological alluvial terrace system in Tarazona: Chronostratigraphical transition of Mode 2 to Mode 3 during the middle-upper pleistocene in the Guadalquivir River valley (Seville, Spain). *Quaternary International*, 243, 1, 143-160.

Caro Gómez, J.A., Díaz del Olmo, F., Cámara Artigas, R., Recio Espejo, J.M., Borja Barrera, C. (2012). Lithic assemblages variability of Middle Paleolithic in the Guadalquivir river valley (southern Spain) during Upper Pleistocene. PESHE, Proceedings of ESHE 1, 35. Bordeaux.

Díaz del Olmo, F., Baena Escudero, R., (1997). Interpretación de la Secuencia General del Guadalquivir (Valle Medio y Bajo): Terrazas fluviales y Paleolítico. In: Rodríguez Vidal, J. (Ed.), *Cuaternario Ibérico*, 273-282. Huelva.

Díaz del Olmo, F., Vallespí, E., Baena, R., (1993). Cuaternario y secuencia paleolítica en las terrazas del Bajo y Medio Guadalquivir: aluvionamientos, coluviones, suelos y paleosuelos. *Investigaciones arqueológicas en Andalucía,* 1985-1992. Proyectos VI. Jornadas de Arqueología Andaluza, 35-39 Huelva.

Fernández Caro, J.J. (2003). El musteriense clásico de la paleocavidad del cerro de Santisteban (Morón de la Frontera, Sevilla). *Spal, 12*, 53-80. Universidad de Sevilla.

Fernández Caro, J.J. (2007). Las industrias líticas paleolíticas del Bajo Guadalquivir: Río Corbones. *Revista de Estudios Locales CAREL*, 5, 1985-2147. S&C ediciones, Delegación de Cultura y Patrimonio, Excelentísimo Ayuntamiento de Carmona.

Vallespí, E. (1989). Paleolítico Medio indeterminado de aspecto postachelense, en ámbitos fluviales del Sur y Centro de la Península Ibérica. *Velia, 6*, 7-20.

Vallespí, E. (1992). Las industrias achelenses en Andalucía: ordenación y comentarios. *Spal, 1*, 61-78.

Vallespí, E. (1999). Comentario al Paleolítico Ibérico: continuidad, etapas y perduraciones del proceso tecnocultural. *Spal, 8,* 39-46.

Vallespí, E., Díaz del Olmo, F. (1996). Industries in quartzite and the beginning of the use of flint in the Lower and Middle Palaeolithic Sequence of the Bajo Guadalquivir. In: Moloney, N., Raposo, L., Santonja, M. (Eds.), *Non-Flint Stone Tools and The Palaeolithic Occupation of The Iberian Peninsula. BAR International Series* 649, 135-140. Oxford.

Vallespí Pérez, E. (2006). El bajo Guadalquivir en los comienzos de su historia humana. Investigaciones del proyecto 1985-1993 y tesis doctorales de 1993, 98 y 99 (nota informativa). *Carel, 4*, 1410-1422.

Vallespí Pérez, E., Fernández Caro, J.J., Caro Gómez, J.A. (2007). Las claves secuenciales del Paleolítico Inferior de Andalucía. *Caesaraugusta,* 78, 69-72.

ANÁLISIS ESTADÍSTICO MULTIVARIANTE APLICADO AL ESTUDIO DE YACIMIENTOS DEL PALEOLÍTICO ANTIGUO DEL BAJO GUADALQUIVIR (SEVILLA)

Alfonso Lainez Fernández-Heredia

Abstract: (Multivariate analysis applied to the study of Old Palaeoltic sites in the Bajo Guadalquivir (Seville)):
The main multivariate analysis methods are presented as well as the technique known as "Data Mining" that will be used in the statistical study of the industry of the Old Palaeolitic outlined in the doctoral thesis of José Juan Fernández Caro (U. de Córdoba, 1998) and José Antonio Caro Gómez (U. de Sevilla, 1999), thesis in wich there was studied more of one hundred of sites contaignig tens of thousand of pieces of lithic industry Later follows the descripción of the procedure followed for the systematizing, selection and clearance of the information that will be subject of analysis, finally determining the "sites x variables" matrix to wich the main multivariate analysis methods are applied.Finally, simple results are presented, as yielded by the application sites of the metodology exposed in the study of the sites selected among from above two doctoral thesis, as well as the conclusions that can be deduced of these results.

Palabras clave: Minería de datos. Análisis multivariante. Paleolítico
***Key words**: Data Mining. Multivariate. Analysis. Palaeolitic.*

Esta comunicación es una síntesis de lo realizado hasta la fecha en el proyecto de tesis de doctorado que el autor está llevando a cabo bajo la dirección de los profesores Sergio Ripoll López (UNED) y José Antonio Caro Gómez (UCO)

1ª Parte
"Descubrimiento de conocimiento a partir de Bases de Datos."

Aunque a veces se utiliza esta expresión como sinónimo de "Minería de Datos" es preferentemente utilizada para referirse a un proceso que consta de diversas fases, una de las cuales es la "Minería de Datos" en sentido estricto.

El proceso completo comprendería tres fases:

1.- Preparación
2.- Minería de Datos
3.- Validación e interpretación

que vamos a describir brevemente.

1.- Preparación.

A partir de las bases de datos disponibles se realiza una elaboración de esos datos para obtener una tabla formada por "m" filas (los m individuos sometidos a análisis) y "n" columnas (las variables a considerar en cada individuo)

Esta fase comprende, en general cinco etapas:

a) Recopilación de las bases de datos de partida.
b) Integración de esas bases para conseguir un "vocabulario" común a todas ellas.
c) Limpieza y selección de individuos y variables para detectar datos erróneos, atípicos o faltantes.
d) Selección de variables relevantes y utilizables en la fase de Minería de Datos.
e) Creación de nuevas variables útiles, derivadas de las originales, o modificación de algunos de los datos a utilizar.

2.- Minería de Datos.

Es la fase nuclear del proceso.
En ella debemos distinguir dos aspectos: las tareas a desarrollar y los métodos que se pueden utilizar para llevarlas a cabo.

2.1.-Tareas de la Minería de Datos:

2.1.a Agrupamiento. Consiste en obtener subconjuntos de elementos tales que los que pertenecen a uno de ellos son similares entre sí y diferentes a los de otros grupos.

2.1.b Clasificación. Asignación de elementos a grupos previamente definidos en el conjunto de los sometidos a análisis.

2.1.c Regresión. Creación de una función matemática que asigne a cada elemento un valor numérico.

2.1.d Correlación. Mide el grado de similitud entre los valores de variable numéricas.

2.1.e Asociación. Tiene la misma finalidad que la correlación pero mide la similitud entre variables categóricas.

2.2.-Técnicas de la Minería de Datos.

Las técnicas que se utilizan para llevar a cabo las tareas enumeradas son muy variadas y todas ellas hacen uso de programas informáticos especializados, tanto por el volumen de los datos que se consideran, como por su complejidad.

En nuestro estudio vamos a utilizar exclusivamente el tratamiento estadístico de los datos, principalmente las técnicas del análisis multivariante, por lo que para que sea comprensible por los no especialistas lo que expondremos en la segunda parte de esta comunicación haremos una breve síntesis de estas técnicas.

El Análisis Multivariante como herramienta de la Minería de Datos.

Cuando examinamos un objeto, por ejemplo un bifaz, podemos fijar nuestra atención en alguna característica que nos parezca significativa, como puede ser su peso y clasificar el conjunto de los bifaces que deseamos analizar según esta variable. Obtenemos así una lista en la cual a cada bifaz, identificado de alguna manera, le asociamos su peso expresado en una unidad común a todos ellos. La representación del conjunto puede visualizarse mediante una serie de puntos sobre una recta en la que se ha definido un origen a partir del cual tomaremos a escalas adecuadas una distancia, en milímetros, equivalente al peso, en gramos, de cada uno de los ejemplares.

Es posible que otro investigador opine que para estudiar el conjunto de bifaces sea más significativo fijar la atención en sus dos dimensiones principales, longitud y anchura. La lista en que se resumirían sus observaciones tendría en este caso tres columnas: en la primera se identificaría el ejemplar, en la segunda su longitud y en la tercera su anchura. Evidentemente se pueden analizar, como en el caso anterior, cada una de las dos variables independientemente y tendríamos así dos análisis estadísticos univariantes. Pero también podemos estudiar el conjunto de los bifaces representando en un plano cada bifaz mediante un punto referido a dos ejes coordenados sobre uno de los cuales tomaremos la longitud y sobre el otro la anchura. Obtendríamos así un conjunto de puntos (una "nube") que representaría el de bifaces en estudio, conjunto en el que sería posible estudiar funciones matemáticas que los caractericen.

Cuando tratamos de analizar conjuntos de objetos en los que hemos observado en cada uno de de ellos tres variables, existen algunas formas de representación que nos ayudan a visualizar el conjunto. Por ejemplo, si se trata de representar la situación del conjunto de yacimientos arqueológicos de una región cuya posición se ha definido por sus coordenadas geográficas, longitud y latitud, y por su altitud lo solemos hacer mediante un mapa en el que se han representado las líneas de nivel. Podemos auxiliarnos también de otros medios geométricos de representación como la perspectiva caballera o el sistema diédrico que "reducen" el espacio tridimensional a espacios bidimensionales.

Si deseamos analizar "objetos" más complejos es inevitable considerar en ellos muchas características que al investigador le pueden parecer interesantes. Resulta evidente esta complejidad en el caso de los yacimientos del Paleolítico Antiguo en los que, como veremos, debemos considerar más de una treintena de variables.

Le estadística multivariante es el resultado de extender mediante métodos matemáticos el análisis de la estadística de una, dos o tres variables (los espacios de una, dos o tres dimensiones de la Naturaleza) a un espacio matemático de "n" dimensiones.

Así como en el espacio tridimensional un punto queda definido por una terna de valores (sus coordenadas x, y, z), en el espacio n-dimensional un punto se representa por un conjunto ordenado de n valores, (x1, x2, …. , xn) que corresponden a los que toman las n variables en un elemento determinado del conjunto.

Aunque conceptualmente la estadística multivariante no se diferencia de la que trata dos o tres variables sí es importante la diferencia que presenta desde el punto de vista del volumen de los cálculos matemáticos que deben realizarse. Sin el desarrollo de las "máquinas de cálculo" que son los ordenadores actuales, la mayoría de los métodos desarrollados para su aplicación no serían practicables, considerando el elevado número de variables a estimar en el conjunto formado por una multitud de objetos sometidos a examen.

Los objetivos del análisis multivariante son básicamente tres:

a) Como resulta obvio, reducir las dimensiones de la matriz de partida, siempre que esa reducción signifique solamente una pequeña pérdida de la información original

b) Agrupar los elementos que analizamos en conjuntos diferentes entre sí y poder asignar posteriormente nuevos elementos a alguno de grupos definidos

c) Establecer relaciones matemáticas entre conjuntos de viables.

3.- Validación e interpretación.

Una vez obtenidos los resultados que la Minería de Datos nos ha proporcionado es necesario completar

el proceso conocido como "Descubrimiento de Conocimiento a partir de Bases de Datos" mediante técnicas aplicables a la validación e interpretación de esos resultados, así como prepararlos para su difusión.

Estas fases no serán objeto de atención en estas líneas ya que, en esta fecha, todavía no hemos llegado a ellas en nuestro trabajo.

2ª PARTE

APLICACIÓN DEL MÉTODO AL ESTUDIO DE LOS YACIMIENTOS PALEOLÍTICOS DEL BAJO GUADALQUIVIR

La finalidad de la tesis que proponemos es abordar con métodos propios del análisis multivariante el conjunto de relaciones establecidas por François Bordes en su propuesta de metodología para la investigación de la industria lítica del Paleolítico Inferior y Medio complementadas con otras variables que pueden caracterizar los yacimientos de este periodo.

Para ello partimos de los datos que figuran en las Tesis de Doctorado presentadas por José Juan Fernández Caro en la Universidad de Córdoba en 1998 y por José Antonio Caro Gómez en la de Sevilla en 1999. En estas tesis se hace un detallado estudio de los yacimientos paleolíticos de las terrazas de los ríos Guadalquivir y su afluente el Corbones. Entre las dos tesis se analizan más de un centenar de yacimientos que contienen en total varias decenas de miles de piezas líticas.

Como herramienta informática se ha elegido el programa MINITAB 15 que une a su sencillez una panoplia de posibilidades adecuada para el fin propuesto.

1.- La Matriz de Datos

1.1- Los yacimientos

Entre los yacimientos descritos por los autores de esas tesis hemos seleccionado los que por el número de piezas líticas de que componen ofrecen la posibilidad de aplicar procedimientos estadísticos basados en la consideración conjunta de múltiples variables en cada yacimiento sometido a examen y se eligieron, de entre los datos que allí figuran, los que podían ser más significativos para nuestro análisis. El criterio para esta selección lo fijamos en considerar sólo los yacimientos con un mínimo de 50 útiles sobre lasca lo que, en la práctica, ha supuesto estudiar yacimientos con más de doscientas piezas de industria lítica.

Las terrazas del Guadalquivir donde se localizan estos yacimientos se numeran desde la terraza 6, la más antigua, hasta la terraza 12. Los dos a los que hemos asignado la terraza 6,5 son dos yacimientos cuya adscripción a la 6 o a la 7 fue dudosa. Los yacimientos del río Corbones incluidos en el estudio, próximos a Carmona, están situados sobre terrazas del afluente formadas durante la incisión de la 11 del Guadalquivir, evidentemente posteriores a esta, por lo que hemos adoptado para designarla el número 11,5. Los yacimientos de la terraza 12 referenciados en las tesis que nos sirven de base para este estudio no cumple en ningún caso el límite inferior de útiles sobre lasca más arriba indicado.

1.2-Las variables

Hemos definido 34 variables: las siete primeras sirven para la identificación y localización de cada yacimiento; las siete siguientes contienen datos relativos a la estructura atendiendo a relaciones entre distintos tipos genéricos de piezas líticas; a continuación una variable relativa al índice medio de rodamiento: siguen cuatro en función de dimensiones de los útiles y, finalmente, quince variables que se refieren a distintos Grupos e Índices seleccionados entre los propuestos por F. Bordes

Definimos así una matriz de cuarenta y cuatro filas (yacimientos) por treinta y nueve columnas (variables) en cada una de las cuales figuran los valores que corresponden a cada yacimiento.

Para poder aplicar los métodos del Análisis Multivariante a un conjunto de datos estos deben cumplir determinadas condiciones:

En lo que respecta a las variables, el conjunto de los valores de cada una de ellas debe tener una distribución que se aproxime a la distribución "normal" y que, considerándolas dos a dos, tengan un coeficiente de correlación bajo.

En cuanto a las observaciones, en nuestro caso los yacimientos, es conveniente en un primer análisis prescindir de aquellas que se apartan de forma notable de los valores medios del conjunto estudiado (observaciones atípicas)

Una vez depurada la Matriz de Datos de acuerdo con estos criterios obtenemos una nueva matriz que se suele llamar "Matriz Minable" por ser la que es objeto de análisis mediante algunas de las técnicas cuyo conjunto se conoce como "Minería de Datos".

Entre esas técnicas hemos escogido para comenzar el trabajo exploratorio de las relaciones entre los yacimientos las que son propias de la estadística multivariante.

Vamos a exponer las líneas generales de los análisis que, basados en lo más arriba expuesto, estamos realizando.

Como herramienta informática se ha elegido el programa MINITAB 15 que une a su sencillez una panoplia de posibilidades adecuada para el fin propuesto.

2. - Depuración de la Matriz de Datos.

2.1.- Depuración de variables.

2.1.a.- Por el criterio de normalidad.
Para el análisis de normalidad de las variables hemos utilizado la "Gráfica de normalidad" de adecuación a la distribución normal y el método de Anderson- Darling.

2.1.b.- Por el criterio de correlación.
Para el análisis de correlación entre variables se han utilizado dos métodos: el de "Conglomerado de Variables" método de clasificación jerárquico, cuyo dendrograma permite apreciar a simple vista el grado de correlación entre grupos de variables y el de medición del grado de correlación estimado según el coeficiente de correlación de Pearson

2.2.- Depuración de yacimientos atípicos.
La detección de los yacimientos atípicos se ha hecho mediante la inspección de los dendrogramas correspondientes a los conglomerados de observaciones que se obtienen al utilizar distintos métodos de enlace, examen que nos permite apreciar los yacimientos cuyo grado de disimilitud es muy alto con respecto a los demás.

2.3 – La Matriz Minable

Una vez eliminadas de la Matriz de Datos las columnas de las variables descartadas por falta de normalidad o por alta correlación y las filas de los yacimientos atípicos, obtenemos la Matriz Minable, formada en nuestro caso por 39 yacimientos y 19 variables. A partir de esta matriz pueden iniciarse los estudios basados en las distintas técnicas del Análisis Multivariante.

3.- Análisis Multivariante

3.1.- Análisis de Conglomerados.

Hemos comenzado por utilizar dos métodos cuyo objeto es agrupar el conjunto de los yacimientos en subconjuntos cuyos elementos sean más próximos entre sí que a los elementos de otros subconjuntos, de forma que se identifiquen, en la población sujeta a estudio, diversos conglomerados.

3.1.1- Conglomerados Jerárquicos.
La observación de la representación gráfica en forma de dendrograma del resultado de este análisis pone de manifiesto una agrupación de los yacimientos condicionada a su pertenencia a las distintas terrazas:
Un primer grupo de yacimientos está formado por nueve yacimientos: dos de la terraza 6, los dos de la terraza 6,5 y cuatro de la terraza 7.
El segundo grupo lo forman 12 yacimientos: uno de la terraza 7, dos de la 8, tres de la 9, dos de la 10 y cuatro de la 11.
El tercer grupo contiene los once yacimientos de la terraza 11,5, cuatro de la siete, dos de la 9 y uno de la 10. En total 18 yacimientos.

3.1.2.- Conglomerados de k-medias.
El análisis realizado con este método, independiente del anterior, nos confirma los resultados obtenidos con el método anterior

Como consecuencia de ello, parece lógico reunir las terrazas en tres grupos: el grupo 1 formado por las 6, 6,5 y 7; el grupo 2 por las 8, 9 10 y 11 y el grupo 3 constituido por las terrazas formadas por el Corbones en su tramo final

3.2.-Regresión.

Estos resultados nos invitan a investigar si existe una relación entre los grupos de terrazas que acabamos de definir y los yacimientos que en cada uno se encuentran. Para ello asignamos a cada uno de los tres grupos de terrazas un valor arbitrario indicativo de su cronología relativa: 500 para el grupo 1, 300 para el 2 y 100 para el 3. Para calcular la ecuación de regresión nos basaremos en los treinta yacimientos cuya ubicación en cada una de las tres ramas del dendrograma corresponde con la mayoría de sus componentes

Obtenemos así una ecuación que define una cronología relativa en función de las variables consideradas en cada yacimiento. La gráfica de dispersión que representa la cronología relativa de los yacimientos con respecto a los grupos de terrazas muestra una elevada correlación entre tipo de yacimiento y grupo de terrazas.

Posteriormente calculamos con esa ecuación la cronología relativa de los nueve yacimientos no tenidos en consideración para calcularla. En la gráfica de dispersión que obtenemos se observa que a siete de ellos les corresponde una cronología relativa más moderna de la que les correspondería por su posición en el grupo de terrazas en la que están situados.

4.- Conclusiones preliminares

4.1.- Formación de conglomerados.

Resulta evidente la relación que existe entre los grupos que se forman atendiendo a las relaciones matemáticas de las variables consideradas y su pertenencia a las agrupaciones de terrazas sugeridas por este análisis. En el conjunto de los treinta yacimientos más homogéneos esta correlación puede valorarse como casi perfecta.

4.2.- Regresión.

Los resultados que se obtienen al calcular la cronología relativa de los nueve yacimientos restantes utilizando la ecuación de regresión obtenida con los treinta yacimientos más homogéneos sugiere que siete de esos nueve se formaron en épocas posteriores a la de la formación las terrazas en que se encuentran ya que su tipología se corresponde con la de los yacimientos encontrados mayoritariamente en terrazas más modernas.

Hacemos constar que estas conclusiones deben ser contrastadas y validadas por los resultados que obtengamos al analizar otros grupos de yacimientos semejantes por lo que tienen, por el momento, el valor de hipótesis de trabajo deducidas de los análisis de los datos que han nos han servido de partida.

N.B. En la sección de Posters que tendrá lugar con motivo de esta Reunión se presentarán esquemas y gráficos que complementarán lo aquí resumido.

Referencias bibliográficas

Caro Gómez, J.A. (1999). "Yacimientos e Industrias Achelenses en las Terrazas Fluviales de la depresión del Bajo Guadalquivir (Andalucía, España). Secuencia estratigráfica, caracterización tecnocultural y cronología. . Tesis Doctoral (inédita). U. de Sevilla.

Fernández Caro, J.J. (1998) "Las industrias paleolíticas del ,Bajo Guadalquivir. Río Corbones)." Tesis Doctoral (inédita). U. de Córdoba.

Hernández Orallo, J., Ramírez Quintana, M. J. y Ferri Ramírez, C. (2004). "Introducción a la Minería de Datos." Pearson Educación S.A. Madrid.

Peña, D. (2002) "Análisis de datos multivariantes" Mc Graw Hill. Madrid

VICERRECTORADO DE INVESTIGACIÓN
VICERRECTORADO DE RELACIONES INSTITUCIONALES
CENTRO INTERNACIONAL
ACTIVIDADES CULTURALES DE LA FAC. DE GEOGRAFÍA E HISTORIA
FACULTAD DE GEOGRAFÍA E HISTORIA
DPTO. GEOGRAFÍA FÍSICA Y A.G.R.

UNIVERSIDAD DE SEVILLA

AYUNTAMIENTO DE LA RINCONADA

SANDO