

VII Reunião do Quaternário Ibérico

VII Reunión del
Cuaternario Ibérico

LIVRO DE RESUMOS LIBRO DE RESÚMENES



G.T.P.E.Q.



O futuro do ambiente da Península Ibérica:
as lições do passado geológico recente

El futuro del ambiente de la Península Ibérica:
lecciones del pasado geológico reciente

Universidade do Algarve
5 a 9 de Outubro de 2009

COMISSÃO ORGANIZADORA

CIMA – Centro de Investigação Marinha e Ambiental, Universidade do Algarve

Tomasz Boski

Delminda Moura

Cristina Veiga-Pires

Simon E. Connor

Centro de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa

Maria Conceição Freitas

Universidade de Aveiro

Cristina Bernardes

Museo Nacional de Ciencias Naturales

Caridad Zazo

Universidade de Salamanca

José Luis Goy

UNED

Javier Lario

Universidad de Alcalá

Teresa Bardají

Edição gráfica:

Carlos Sousa e Ana Gomes

Secretariado:

Zélia M. Coelho e Ana Gomes



**Grupo de Trabalho Português para o
Estudo do Quaternário (GTPEQ)**

&



**Asociación Española para el Estudio del
Cuaternario (AEQUA)**

VII Reunião do Quaternário Ibérico

“O futuro do ambiente da Península Ibérica – as lições do passado geológico recente”

**Faro, Portugal
5 – 9 de Outubro de 2009**

LIVRO DE RESUMOS LIBRO DE RESÚMENES

**Editado por:
Tomasz Boski, Delminda Moura & Ana Gomes**

**CIMA – Centro de Investigação Marinha e Ambiental
Universidade do Algarve**

ISBN: 978-989-95636-4-3

PREFÁCIO

A crescente importância sócio-económica e política que é atribuída às mudanças climáticas, coloca desafios completamente novos aos Quaternaristas, em termos do fornecimento e interpretação de dados acerca do passado geológico recente, assim como, da extrapolação para futuras tendências evolutivas.

No entanto, as tão procuradas previsões dos cenários ambientais futuros, só podem ser conseguidas através da compreensão das inter-relações entre os fenómenos actuantes à escala global, regional e local, exigindo para tal, a integração de informação de carácter multidisciplinar.

O Intercâmbio científico entre os Quaternaristas de Portugal e de Espanha através das reuniões bianuais - REQUI, ultrapassa já duas décadas e tem contribuído activamente para aquele objectivo. Além de promover a discussão e a divulgação dos mais recentes desenvolvimentos do nosso conhecimento sobre a evolução recente do clima, das paisagens, dos ecossistemas e da adaptação do Homem a essas mudanças, o REQUI afirma a importância das línguas ibéricas como veículo de comunicação da ciência.

O Centro de Investigação Marinha e Ambiental - CIMA da Universidade do Algarve aceitou o desafio, colocado pela Asociación Española de Estudios Cuaternarios e pelo Grupo de Trabalho Português para o Estudo de Quaternário, para organizar a VII REQUI. Sentimo-nos honrados por esta manifestação de confiança, esperando que a VII Reunião do Quaternário Ibérico contribua para reforçar tanto os laços existentes entre as duas comunidades científicas como a merecida posição de destaque que as Ciências do Quaternário ocupam na sociedade.

Pela Comissão de Organização
Tomasz Boski & Delminda Moura

PREFACIO

La creciente importancia socio-económica y política atribuida a los cambios climáticos, coloca desafíos completamente nuevos a los Cuaternaristas en términos de la producción e interpretación de datos sobre el pasado geológico reciente, como así también, de su extrapolación para futuras tendencias evolutivas.

Sin embargo, las tan buscadas previsiones de los escenarios ambientales futuros, solo pueden ser conseguidas a través de la comprensión de las inter-relaciones entre los fenómenos que actúan a escala global, regional y local, exigiendo para esto, la integración de información de carácter multidisciplinaria.

El intercambio científico entre los cuaternaristas de Portugal y España a través de las reuniones bianuales REQUI existe hace ya más de dos décadas y ha contribuído activamente para estos objetivos. Además de promover la discusión y divulgación de los mas recientes hallazgos científicos producto del desarrollo de nuestros conocimientos sobre la evolución reciente del clima, del ambiente, de los ecosistemas y de la adaptación del Hombre a dichos cambios, el REQUI fortalece la importancia de las lenguas ibéricas como vehículo de comunicación de la ciencia.

El Centro de Investigación Marina y Ambiental (CIMA) de la Universidad de Algarve, aceptó el desafío lanzado por la Asociación Española de Estudios Cuaternarios y por el Grupo de Trabajo Portugués para el Estudio del Cuaternario, a fin de organizar la VII REQUI. Nos sentimos honrados por esta manifestación de confianza, esperando que la VII Reunión del Cuaternario Ibérico contribuya para reforzar, tanto los lazos existentes entre las dos comunidades científicas, como la merecida y destacada posición que las Ciencias del Cuaternario ocupan en el conjunto de la sociedad.

Por la Comisión de Organización
Tomasz Boski & Delminda Moura

Índice

PALESTRAS TEMÁTICAS / PONENCIAS TEMÁTICAS	9
¹⁸O IN THE OCEAN: FROM EMILIANI TO NOW...	
<i>C. Hillaire-Marcel</i>	11
ALGUNS EXEMPLOS DE RÁPIDA EVOLUÇÃO COSTEIRA EM PORTUGAL	
<i>J. A. Dias</i>	17
MODIFICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS OCORRIDAS NO LITORAL OCIDENTAL A SUL DE LISBOA DESDE O TARDIGLACIAR	
<i>M.C. Freitas, C. Andrade</i>	22
INTERCONEXIONES ATLÁNTICO-MEDITERRÁNEO: RESPUESTA DE LA COSTA A LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS Y DEL NIVEL DEL MAR. EL CASO DEL SUR DE IBERIA ÚLTIMOS 130 KA	
<i>C. Zazo</i>	25
ESTRUTURAS SOCIAIS E A PERCEPÇÃO DA PAISAGEM DOS ÚLTIMOS CAÇADORES-RECOLETORES DO VALE DO TEJO	
<i>N. Bicho</i>	31
APRESENTAÇÕES ORAIS / PRESENTACIONES ORALES	37
<i>Q1 - QUATERNÁRIO CONTINENTAL / CUATERNARIO CONTINENTAL ..</i>	39
EVIDENCE FOR HOLOCENE ABRUPT CHANGES IN A STALAGMITE RECORD FROM EL PINDAL CAVE (ASTURIAS, N SPAIN)	
<i>A. Moreno, H. Stoll, I. Cacho, R. L. Edwards, E. Ito, M. Jiménez-Sánchez, B. L. Valero-Garcés</i>	41
FRONTEIRA PLIOCÉNICO-PLISTOCÉNICO: ESTUDO DE CASO NAS FORMAÇÕES DETRÍTICAS DO ALGARVE	
<i>D. Moura, T. Boski, C. Veiga-Pires, J. Mariano</i>	46
O FUTURO DAS COSTAS ROCHOSAS NO ALGARVE INFLUÊNCIA DA HERANÇA GEOMORFOLÓGICA	
<i>S. Gabriel, D. Moura, J. Viegas, C. Veiga-Pires</i>	50
EL REGISTRO DE LA LLANURA ALUVIAL DEL GUADALQUIVIR DURANTE EL HOLOCENO (EL SONDEO DEL PRADO DE SAN BERNARDO, SURESTE DEL CASCO URBANO DE SEVILLA, ESPAÑA)	
<i>F. Borja, C. Borja</i>	54

ESTUDOS DE NEOTECTÓNICA NA FALHA DE CARCAVAI (ALGARVE): EVIDÊNCIAS DE DEFORMAÇÃO EM SEDIMENTOS PLIO- QUATERNÁRIOS <i>R. Ressurreição, J. Cabral, R. Dias</i>	59
QUATERNARY TECTONICS, SEA LEVEL AND CLIMATE CHANGE: THE CASE OF THE RIVER MIÑO <i>W. Viveen, J.M. Schoorl, A. Veldkamp, J.R. Vidal Romani</i>	63
EL GLACIARISMO DEL LAGO DE SANABRIA Y SU ENTORNO: EVIDENCIAS DE UNA DEGLACIACIÓN TEMPRANA <i>L. Rodríguez-Rodríguez, M.J. Domínguez-Cuesta, M. Jiménez-Sánchez, M. Rico, B. Valero-Garcés</i>	68
RELAÇÃO ENTRE AS IDADES DE FORMAÇÃO DOS ESPODOSSOLOS E DA BARREIRA PROGRADANTE HOLOCÉNICA DE VOLTA VELHA, ITAPOÁ, SUL DO BRASIL <i>T. Boski, R. J. Angulo, M. C. de Souza</i>	73
Q2 – QUATERNÁRIO MARINHO / CUATERNARIO MARINO	77
LATE QUATERNARY LANDSCAPES AND SEASCAPES OF PORTUGUESE ESTREMADURA: GEOMORPHIC RESPONSE TO ENVIRONMENTAL CHANGE DURING MARINE ISOTOPE STAGES 3 AND 2. <i>M.M. Benedetti, J.A. Haws, C.L. Funk, J.M. Daniels, P.A. Hesp, N.F. Bicho, T.A. Minckley, B.B. Ellwood, S.L. Forman</i>	79
ESCALONAMENTO DE PLATAFORMAS DE EROSÃO MARINHA NA PRAIA DE FORNELOS (MONTEGOR, VIANA DO CASTELO), NA PERSPECTIVA DO PATRIMÓNIO CIENTÍFICO E DIDÁCTICO <i>R. Carvalhido, D. Pereira, M. A. Araújo, A. Gomes, J. Brilha</i>	83
OSCILAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR EM ARRAIAL DO CABO, RIO DE JANEIRO - BRASIL: REGISTRO LOCAL DA TRANSIÇÃO ENTRE O PLEISTOCENO E O HOLOCENO <i>J.W. A. Castro, K. Sugio</i>	90
FLUCTUACIONES EUSTÁTICAS DE PEQUEÑA ESCALA DURANTE EL SEGUNDO HIGHSTAND DEL OIS 5e (MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL, ESPAÑA) <i>C.J. Dabrio, A. Cabero, C. Zazo, J.L. Goy, C. Hillaire-Marcel, A. Yébenes, J.A. González-Delgado, J. Lario, T. Bardají, P.G. Silva, F. Borja, A.M García-Blázquez, B. Ghaleb</i>	92
DESCRIÇÃO DA CONFIGURAÇÃO DA LINHA DE COSTA AO LONGO DO ARCO LITORAL TRÓIA-SINES <i>C. Gama, L. Albardeiro, P. Baptista</i>	97

PALEOECOLOGIA DE FORAMINÍFEROS BENTÔNICOS DO QUATERNÁRIO DA BAÍA DE SEPETIBA, RIO DE JANEIRO – BRASIL <i>L.L.M. Laut, M.A.C. Rodrigues, I.M.M.M. Clemente, L.G. Mentzingen, M.P. Pinheiro</i>	101
EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL NO CORPO LODOSO DA PLATAFORMA CONTINENTAL ADJACENTE AO RIO GUADIANA, DURANTE OS ÚLTIMOS CA. 11500 ANOS <i>I. Mendes, J. A. Dias, J. Schönfeld, F. Rosa, Ó. Ferreira</i>	106
FORAMINÍFEROS QUATERNÁRIOS DO DELTA PARAÍBA DO SUL, RIO DE JANEIRO – BRASIL <i>M.P. Pinheiro, L.L.M. Laut, I.M.M.M. Clemente, M.A.C. Rodrigues, L.G. Mentzingen</i>	112
MODELOS EVOLUTIVOS DO COMPLEXO COSTERIO GUARATIBA/SEPETIBA, RIO DE JANEIRO – BRASIL: ESTADO DA ARTE <i>M.A.C. Rodrigues, L.L.M. Laut, S.P. Dias, L.G. Mentzingen, I.M.M.M. Clemente, M.P. Pinheiro</i>	117
<i>Q3 – ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS E EVOLUÇÃO DOS ECOSISTEMAS / ALTERACIONES CLIMÁTICAS Y EVOLUCIÓN DE ECOSISTEMAS</i>	121
LA INFLUENCIA DE LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA HISTÓRICA SOBRE EL REGISTRO SEDIMENTARIO DEL ABANICO DELTAICO DEL RÍO LÜTSCHINE, ALPES SUIZOS <i>M. Baró, L. Schulte</i>	123
ANALISE DA DINÂMICA FLUVIAL ALPINA NO VALE HASLI, ALPES SUIÇOS, SOB A INFLUENCIA DA VARIABILIDADE CLIMÁTICA <i>F. Carvalho, L. Schulte</i>	128
LATE QUATERNARY TEMPERATURE AND PRECIPITATION CHANGES IN PORTUGAL: A FIRST ATTEMPT AT QUANTITATIVE RECONSTRUCTION FROM POLLEN RECORDS <i>S.E. Connor, T. Boski</i>	133
PALEOEVENTOS CLIMÁTICOS REGISTADOS EM INTERDUNARES HÚMIDOS (SW ALENTEJANO – PORTUGAL) <i>A. Cruces, M.C. Freitas, C. Andrade, T. Ferreira, M.F. Araújo</i>	138
ASPECTOS DA VARIABILIDADE PALEOAMBIENTAL DURANTE O QUATERNÁRIO EM PORTUGAL <i>F. Diniz, L. Póvoas</i>	141
CAMBIOS CLIMATICOS Y DE USO DEL SUELO EN EL REGISTRO RECIENTE DE UN HUMEDAL MEDITERRÁNEO (LAS TABLAS DE DAIMIEL, CIUDAD REAL). <i>J. I. Santisteban, R. Mediavilla, M. J. G. García, M. B. Ruiz Zapata ...</i>	146

AGGRADATION OF FAN DELTAS AND PALAEOFLOODS IN HIGH MOUNTAIN ENVIRONMENTS DURING THE LAST THREE MILLENNIA: HIGH RESOLUTION SEDIMENTARY RECORDS OF THE SWISS ALPS <i>L. Schulte, M. Baró, F. Carvalho, J.C. Peña, R. Julià, F. Burjachs</i>	151
MARCADORES BIOGEOQUÍMICOS PARA LA MONITORIZACIÓN DE LA CALIDAD AMBIENTAL DEL ESTUARIO DEL GUADIANA <i>R. González-Vázquez, J.A. González-Pérez, L. Clemente, T. Boski, F.J. González-Vila</i>	156
<i>Q4 – OCUPAÇÃO HUMANA NA PENÍNSULA IBÉRICA / OCUPACIÓN HUMANA EN LA PENÍNSULA IBÉRICA</i>	161
ESTUDIO PRELIMINAR DEL YACIMIENTO DEL PLEISTOCENO SUPERIOR DE LA CUEVA DE LA ZARZAMORA (SEGOVIA, ESPAÑA) <i>M^a. T. N. Sala, M. Algaba, A. Aranburu, A. Pantoja, N. García, A. Berreteaga, J. L. Arsuaga</i>	163
UNIDADES DE COMBUSTIÓN Y GESTIÓN DE RESÍDUOS EN DEPÓSITOS DE LA PREHISTORIA RECIENTE EN LA SIERRA DE CANTABRIA (ÁLAVA-ESPAÑA) <i>A.P. Díaz, J. F. Eraso.....</i>	168
IDENTIDADE E ADAPTAÇÃO: A OCUPAÇÃO HUMANA DURANTE O PLISTOCÉNICO FINAL NO ALGARVE OCIDENTAL <i>N. Bicho, J. Cascalheira, M. Cortés, J. Gibaja, M. Évora, T. Manne, J. Marreiros, C. Mendonça, T. Pereira, F. Regala</i>	171
EL REGISTRO GEOARQUEOLÓGICO DEL SECTOR SUR DE LA PUERTA JEREZ (SEVILLA): ÚLTIMOS 4000 AÑOS EN LA SEDIMENTACIÓN FLUVIAL DEL GUADALQUIVIR <i>R. B. Escudero, I. G. Amador</i>	175
NUEVAS APORTACIONES AL ESTUDIO DE LA FAUNA DE LOS NIVELES HOLOCENOS DEL YACIMIENTO DE EL PORTALÓN, ATAPUERCA, BURGOS. <i>M. A. Galindo-Pellicena, J. L. Arsuaga</i>	181
EVIDENCIAS POLÍNICAS DE LA OCUPACIÓN HUMANA EN EL VALLE DEL LOZOYA (MADRID) EN EL HOLOCENO RECIENTE <i>C. Gómez, M.B Ruiz, J.A. López-Saez, M.J. Gil</i>	185
MODELOS PREDITIVOS EM SIG NA LOCALIZAÇÃO DE SÍTIOS ARQUEOLÓGICOS DE CRONOLOGIA MESOLÍTICA <i>C. Gonçalves</i>	187

LATE QUATERNARY LANDSCAPES AND SEASCAPES OF PORTUGUESE ESTREMADURA: MIDDLE AND UPPER PALEOLITHIC SETTLEMENT	
<i>J. A. Haws, C. L. Funk, M. M. Benedetti, N. F. Bicho, J. M. Daniels, B. S. Hockett, M. Jeraj</i>	190
TECNOLOGIA E TIPOLOGIA DA INDUSTRIA LITICA EM SÍLEX NOS CONCHEIROS DO VALE DO TEJO	
<i>A. B. Joaquinito</i>	193
LA COVA DEL RINOCERONT: UNA SECUENCIA DEL PLEISTOCENO MEDIO Y SUPERIOR EN EL LITORAL MEDITERRÁNEO	
<i>J. D. Luján, M. S. Borràs</i>	196
EL REGISTRO DEL PLEISTOCENO SUPERIOR EN EL LITORAL DE BARCELONA: RELLENOS EN DOLINAS, CUEVAS Y TERRAZAS FLUVIALES	
<i>J. D. Luján, M. S. Borràs</i>	201
EVIDENCIAS DE OCUPACIÓN HUMANA EN CUEVA MAYOR (SIERRA DE ATAPUERCA, BURGOS) DURANTE LA EDAD DEL BRONCE A PARTIR DE LA CARACTERIZACIÓN DE LÁMINAS OSCURAS EN ESPELEOTEMAS	
<i>M. B. Muñoz-García, A. I. Ortega, J. Martín-Chivelet, M. J. Turrero, J. L. Arsuaga</i>	206
EL YACIMIENTO ARQUEOLÓGICO DEL PLEISTOCENO SUPERIOR DE COVA EIRÓS (TRIACASTELA, LUGO, ESPAÑA)	
<i>X. P. Rodríguez, A. de Lombera, T. Lazuén, R. Fábregas, A. Grandal- d'Anglade</i>	210
ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA DOS DEPÓSITOS COLUVIONARES DO SITIO ARQUEOLÓGICO DA RIBEIRA DA ATALAIA. CONTRIBUIÇÃO PARA UMA INTERPRETAÇÃO GEO-ARQUEOLÓGICA	
<i>P. Rosina, L. Oosterbeek, S. Cura, H. Gomes, J. Carrondo, P. Cura, J. Gomes</i>	215
EL PLEISTOCENO DE LA DEPRESIÓN PRADOS-GUATÉN (SW MADRID) SÍNTESIS DE LOS DATOS GEOLÓGICOS, ARQUEOLÓGICOS Y PALEONTOLÓGICOS.	
<i>P.G. Silva, F. Tapias, M. López, M.T. Alberdi, A. Alarcón, C. Arteaga, A. Carranco, J. Morín, I. Rus, J.J. Villalaín, J.L. Goy, C. Zazo</i>	219
ESTRATÉGIAS ADAPTATIVAS HUMANAS FACE A ALTERAÇÕES AMBIENTAIS: LIMITES E POSSIBILIDADES DAS ABORDAGENS ARQUEOBOTÂNICAS	
<i>J. P. Tereso</i>	224
PÓSTERES / POSTERS	227

Q1 – QUATERNÁRIO CONTINENTAL / CUATERNARIO CONTINENTAL .. 229

ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO Y SEDIMENTARIO DE TERRAZAS MARINAS PLEISTOCENAS EN LA VERTIENTE MERIDIONAL DE LA SIERRA DE BAHORUCO (SO REPÚBLICA DOMINICANA)	
<i>M. Abad, F. Moreno, F. Pérez-Valera, J. Rodríguez-Vidal, J. Mediato, M. Joubert, L.M. Cáceres, F. Ruiz</i>	231
GEOARQUEOLOGÍA, MICROMORFOLOGÍA Y PALEOAMBIENTE DEL PLEISTOCENO SUPERIOR DE CARDINA I (SALTO DO BOI, VILA NOVA DE FOZ CÔA, PORTUGAL)	
<i>M. M. Bergadà, X. Mangado, T. Aubry, J. M. Fullola</i>	236
ACTIVIDADE TECTÓNICA PLEISTOCÉNICA NO SW DE PORTUGAL: O SISTEMA DE FALHAS SÃO TEOTÓNIO - ALJEZUR – SINCEIRA E EVIDÊNCIAS DE LEVANTAMENTO AO LONGO DO LITORAL	
<i>P.M. Figueiredo, J. Cabral, T. K. Rockwell</i>	240
PALEOHIDROLOGÍA EN EL NE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA DURANTE LOS ÚLTIMOS 21.000 AÑOS: EL REGISTRO LACUSTRE DE ESTANYA (HUESCA)	
<i>M. Morellón, B. Valero-Garcés, F. Anselmetti, D. Ariztegui, P. Corella, A. Delgado-Huertas, P. González-Sampériz, P. Mata, A. Moreno, A. Pérez-Sanz, M. Rico, O. Romero, M. Schnellmann, T. Vegas-Vilarrubia ...</i>	244
PARTICULARIDADES SEDIMENTARIAS EN EL HOLOCENO DEL SECTOR CENTRAL DE LA DEPRESIÓN DEL EBRO	
<i>A. C. Orríos, J.L. P. Monné</i>	250
RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL DEL IBÓN DE LA BASEA DE LA MORA (PIRINEOS CENTRALES, NE IBERIA): PRIMEROS RESULTADOS DEL ANÁLISIS PALINOLÓGICO	
<i>A. Pérez-Sanz, P. González-Sampériz, B. Valero-Garcés, C. Sancho-Marcén, M. Morellón, M.T. Rico, A. Belmonte, A. Moreno, P. Corella</i>	255
TABLA CRONOESTRATIGRÁFICA DEL CUATERNARIO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA (v.2)	
<i>P.G. Silva, C. Zazo, T. Bardají, J. Baena, J. Lario, A. Rosas, J. van der Made</i>	259
<i>Q2 – QUATERNÁRIO MARINHO / CUATERNARIO MARINO</i>	265
LOS OSTRÁCODOS COMO INDICADORES DE DEPÓSITOS TSUNAMIGÉNICOS EN SECUENCIAS HOLOCENAS	
<i>M. Abad, F. Ruiz, L. M. Cáceres, J. Rodríguez-Vidal, M. I. Carretero, M. Pozo, M.L. González-Regalado</i>	267

GEOINDICADORES DEL TSUNAMI DE FINALES DEL SIGLO III A.C. EN EL ESTUARIO DEL GUADALQUIVIR (SW DE ESPAÑA)	
<i>J. Rodríguez-Vidal, F. Ruiz, L. M. Cáceres, M. Abad, M. Pozo, M. I. Carretero, A. M. M. Soares</i>	272
MORPHOLOGICAL EVOLUTION OF THE GUADIANA ESTUARY UNDER CHANGING SEA LEVEL: CONSIDERATION OF PAST TRENDS FOR FUTURE EVOLUTION FORECAST	
<i>D.M.R. Sampath, C. Loureiro, T. Boski, A. I. Gomes</i>	277
<i>Q3 – ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS E EVOLUÇÃO DOS ECOSISTEMAS / ALTERACIONES CLIMÁTICAS Y EVOLUCIÓN DE ECOSISTEMAS</i>	283
BALANÇO DA PRESERVAÇÃO DE CARBONO ORGÂNICO NA RIA FORMOSA, USANDO CARTOGRAFIA DE UNIDADES GEO-AMBIENTAIS	
<i>M. J. Sacadura, T. Boski</i>	285
APLICAÇÃO DE UM MODELO MATEMÁTICO PARA A EVOLUÇÃO MORFODINÂMICA DE ESTUÁRIOS A LONGO PRAZO ASSOCIADA ÀS ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS.	
<i>P. L. Silva, S. Gabriel, F. Martins</i>	291
<i>Q4 – OCUPAÇÃO HUMANA NA PENÍNSULA IBÉRICA / OCUPACIÓN HUMANA EN LA PENÍNSULA IBÉRICA</i>	297
APORTACIONES AL ESTUDIO DE LA EXPLOTACIÓN DE MOLUSCOS MARINOS DURANTE EL TARDIGLACIAR EN LA REGIÓN CANTÁBRICA: NIVEL 3E DE LA CUEVA DE LOS AZULES (ASTURIAS, ESPAÑA)	
<i>J. Fernández-Irigoyen</i>	299
LAJINHA 8 NO NEOLÍTICO ANTIGO DO MACIÇO ERUPTIVO DE SÃO MANCOS (ÉVORA)	
<i>R. Gaspar</i>	304
CULTURE-ENVIRONMENT INTERACTION AND HUMAN MOBILITY IN THE LATE QUATERNARY: THE WESTERN MEDITERRANEAN – BRIDGE OR BARRIER?	
<i>M. Kehl, M. Bradtmöller, J. Linstädter, K. Reichert, A. Vött, G.-Chr. Weniger</i>	307
LISTA DE AUTORES / LISTA DE AUTORES	311

PALESTRAS TEMÁTICAS PONENCIAS TEMÁTICAS



VII Reunião do Quaternário Ibérico, Faro 2009

¹⁸O IN THE OCEAN: FROM EMILIANI TO NOW...

C. Hillaire-Marcel¹

¹GEOTOP – UQAM

REVISITING IMPLICIT RELATIONSHIPS BETWEEN OCEAN SALINITY, MASS AND VOLUME VS. OXYGEN ISOTOPE COMPOSITION OF FORAMINIFERS

Since the reassessment of oxygen paleotemperatures in the ocean by N. Shackleton, in the late 60s, most papers using isotopic records in planktic or benthic foraminifers implied some direct relationship between oxygen isotope in seawater and the ice/ocean volume, thus some linkage with salinity, sea level, etc (Figure 1). Such assumptions are also made when incorporating "isotopic modules" in coupled models. Here, we intend first to review historical and current interpretations of oxygen isotopes in foraminifers since the pioneer work of C. Emiliani. Then, we will examine deeper, linkages between salinity and oxygen isotope ratios in sea-water, their change through time and space, as well as the recording of water isotopic composition by foraminifers and its potential variability.

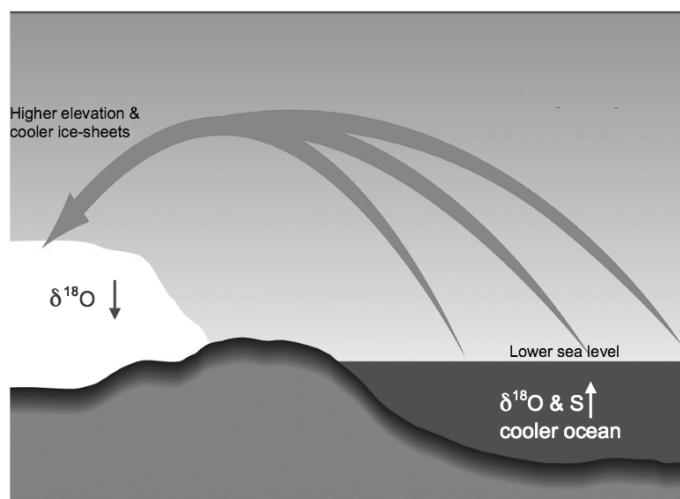


Figure 1. Mass-transfers in the hydrosphere during glacials.

Isotopic composition of foraminifers record both the relative ¹⁸O-enrichment of paleosea-water and the cooler ocean. During interglacials, opposite trends are observed, due to the release of ¹⁸O-depleted meltwaters warming ocean. Delta symbols represent the "isotopic composition" expressed with reference to a standard value (see a review in RAVELLO & HILLAIRE-MARCEL, 2007).

If changes in isotopic composition of precipitations and of ice meltwaters, in time and space, tune the isotopic properties of the fresh water end-member diluting the ocean with some proportionality to salinity changes of the ocean, other processes alter this relationship: rates of sea-ice formation and evaporative conditions in the ocean play a further role on the salt vs. oxygen isotope contents of water masses as illustrated in Figures 2 and 3, next page.

Thus, the ¹⁸O-salinity relationship should carry a specific signature for any given water mass (Figure 4). At the ocean scale, residence time and mixing of these water masses, as well as the time dependent-achievement of proxy-tracer equilibrium (see WUNCH AND HEIMBACH, 2008), will also result in variable recordings of mass transfers

into the hydrosphere, notably between ice-sheets and ocean in amplitude, time and space, thus making potentially questionable any direct correlation of isotopic records, depending the spatial and/or temporal scale examined, as well as their unequivocal use for estimating changes in ocean volume/salinity.

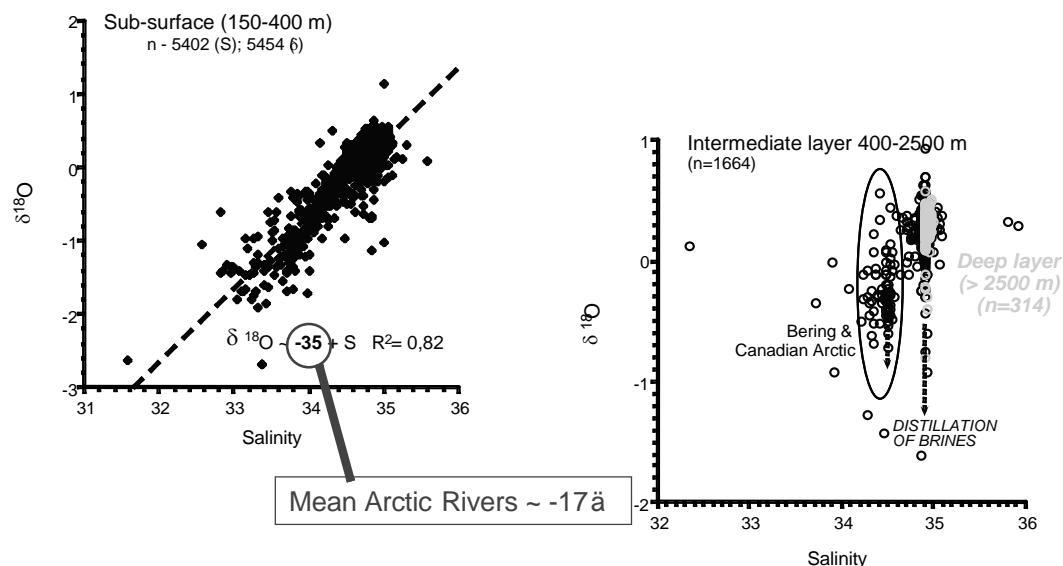


Figure 2. Oxygen 18 vs. salt (density) distillation process linked to sea-ice formation in the Arctic, as illustrated by $\delta^{18}\text{O}$ -density data from the water mass encompassing the halocline (data from SCHMIDT et al., 1999). NAW: North Atlantic intermediate water mass. This process results in the sinking of isotopically "light" brines down to the sea floor (Figure 3).

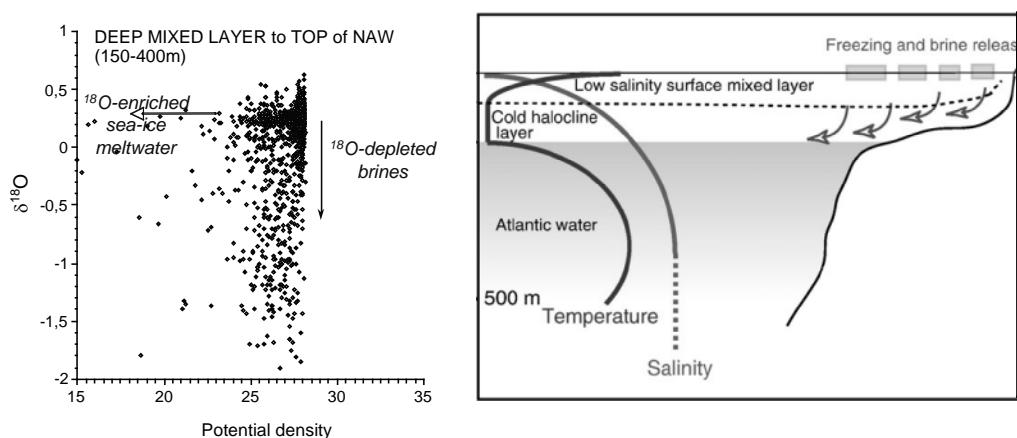


Figure 3. The production of isotopically "heavy" sea-ice meltwater and of isotopically "light" brines. Sea-ice production and melting result in $\delta^{18}\text{O}$ -salinity relationships little related to the mixing of seawater with freshwater as illustrated on the left for sub-surface Arctic waters, and on the right, for intermediate and deep Arctic waters. Such water masses exported into the North Atlantic carry an isotopic signature mostly relating to sea-ice/brine distillation processes.

Current interpretation of isotopic data in foraminifers based on the classical "paleotemperature equation" links the isotopic compositions of the shells to the isotopic

composition and temperature of their ambient water. However, distillation processes linked to sea-ice production (as illustrated above) and to evaporative processes obscure this relationship and label water masses with isotopic signatures tightly related to the genetic history of the water mass (Figure 4). At time scale $>10^3$ a, the ice-sheet/ocean budget will superimpose to such processes and shift all water masses to heavier or lighter overall compositions, but with variable proportionality from one water mass to the other.

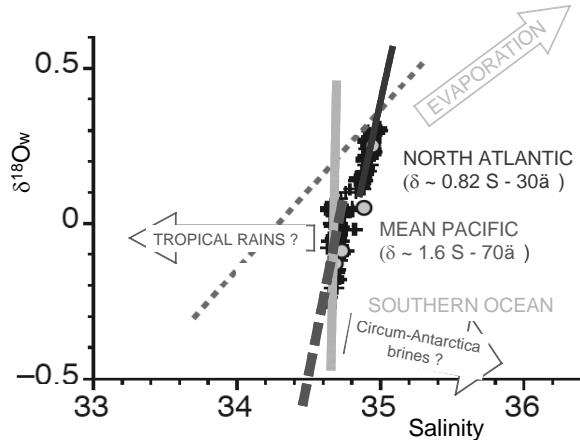


Figure 4. Salinity vs. $\delta^{18}\text{O}$ ranges in major oceans (adapted from ADKINS, 2001).
The slopes and y-intercepts of the $\delta^{18}\text{O}$ -salinity relationships are way off simple mixing lines between mean ocean water and regional freshwaters.

EFFECT OF SEA-ICE DISTILLATION PROCESS ON ARCTIC PLANKTIC FORAMINIFERS

In the Arctic Ocean, the cold water foraminifera *Neogloboquadrina pachyderma*, left as right coiled (Np), likely forms its shell along the pycnocline between the cold, dilute, surface water and the warmer, saline North Atlantic Water (NAW), due to low salinity conditions in the surface water mass below the species' threshold value (~34.5 psu; HILBRECHT, 1996). However, $\delta^{18}\text{O}$ -values in Np shell still presents negative offsets with isotopic equilibrium conditions for a calcite precipitated at mid-pycnocline depth. This offset ranges from -1 (Arctic Seas) to -3‰ (Canada Basin, East Siberian Sea), although temperature gradients along the pycnocline still result in predictable isotopic shifts from small (juvenile?) to large (mature?) shells (BAUCH *et al.*, 1997; HILLAIRE-MARCEL *et al.*, 2004; HILLAIRE-MARCEL AND DE VERNAL, 2008). It has thus been hypothesized that Np-shell growth occurs in such high-salinity/low- $\delta^{18}\text{O}$ water droplets or thin layers sinking to the pycnocline (HILLAIRE-MARCEL *et al.*, 2004), i.e., in a $\delta^{18}\text{O}$ - salinity domain strongly impacted by sea-ice distillation processes as illustrated below (Figure 5).

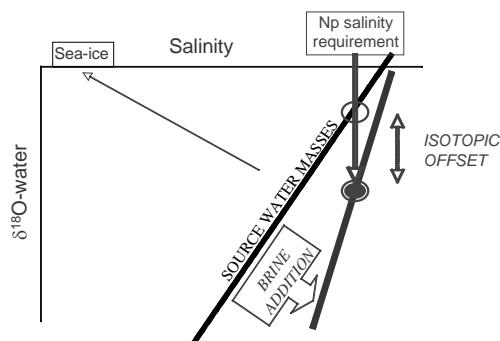


Figure 5. Sketch illustrating the mechanism responsible for isotopic offsets in Np shells from sea-ice environments.

The production of brines due to sea-ice growth provide micro-environments with suitable salinity conditions (even within sea-ice) for Np development but result in a variable $\delta^{18}\text{O}$ -depletion in shells vs. mean regional conditions.

In vitro experiments by SPINDLER (1996) have shown that formation of new Np shell-chambers could still occur in salinities of up to 58 psu, and that some specimens could survive 82 psu for at least a week. Thus, if Np does not likely develop in the <34.5 psu salinity domain (cf. Hilbrecht, 1996), it seems on the contrary well-adapted to high salinity (micro)environments such as those resulting from brine extrusion in sea-ice production areas. In this hypothesis, isotopic offsets in Np would relate to the rate of brine production. In the modern Arctic Ocean, mixing of these brines into the sub-surface North Atlantic Water mass (NAW) during its gyre would contribute to maintain steady-state conditions resulting in the observed asymptotic offset value near $-2.5/-3\text{\textperthousand}$. Export of this evolved NAW and of sea-ice into the North Atlantic would account for the $\delta^{18}\text{O}$ -salinity relationship observed in North Atlantic water masses (Figure 4), whereas similar processes in the circum-Antarctica would account for the isotopic-salinity relationship of Pacific waters.

THE HOLOCENE VS. THE LAST GLACIAL MAXIMUM (LGM)

In time and space, some departure from a simple ice-sheet/ocean volume isotopic budget should also be expected. They are well illustrated by the large array of isotopic ranges observed in planktic foraminifers from most oceanic environments vs. their benthic counterparts. However, even in the deep ocean, distinct isotopic responses can also be observed. In the example below, MCCAVE *et al.* (2008) have measured $\delta^{18}\text{O}$ -values in benthic foraminifers of late Holocene and LGM ages in cores raised from various depths off NE New Zealand (Chatam Rise).

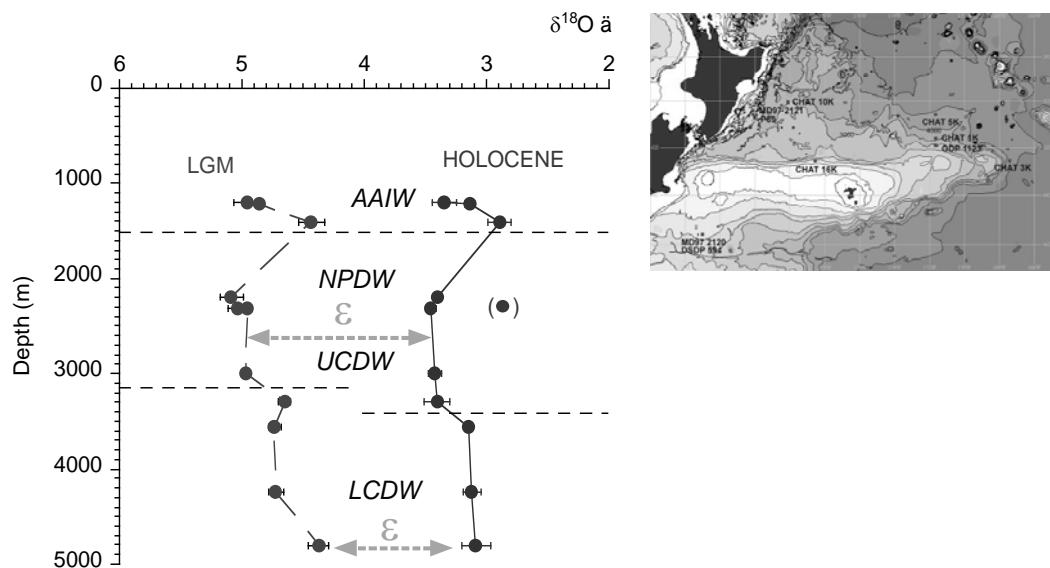


Figure 6. Holocene vs. LGM $\delta^{18}\text{O}$ -values in benthics from the SW Pacific
Data are from MCCAVE *et al.* (2008); they illustrate the glacial vs. interglacial overall isotopic shift of the ocean, but with variable offsets, either in bathymetry or in amplitude (ε).

The relatively lighter LGM value in the deepest water mass could be interpreted as resulting from enhanced sea-ice/brine production in the circum-Antarctica during the interval, whereas the change in the bathymetry of the UCDW/LCDW boundary (see MCCAVE *et al.*, 2008, for details about these water masses) suggest significant relative differences in the overall production/genetic history of these water masses.

TRANSIENT STATE VS. EQUILIBRIUM CONDITIONS

As stated by WUNCH AND HEIMBACH (2008), "major gradients [also] exist, laterally, between the abyssal North Atlantic and North Pacific, and vertically over much of the ocean, persisting for periods longer than 2000 years... Ice volume (glacio-eustatic) corrections to deep-sea $\delta^{18}\text{O}$ values, involving fresh water addition or subtraction, regionally at the sea surface, cannot be assumed to be close to instantaneous in the global ocean...". We are thus practically seeing an ocean in transient state. The achievement of full equilibrium conditions would require steady state conditions to settle for thousand of years. In the example below, from DE VERNAL AND HILLAIRE-MARCEL (2006), Np assemblages in cores from the northern North Atlantic yield isotopic compositions that seem to converge during the late Holocene only, i.e., some 7 000 years following the final deglaciation and release of Laurentide Ice Sheet meltwaters.

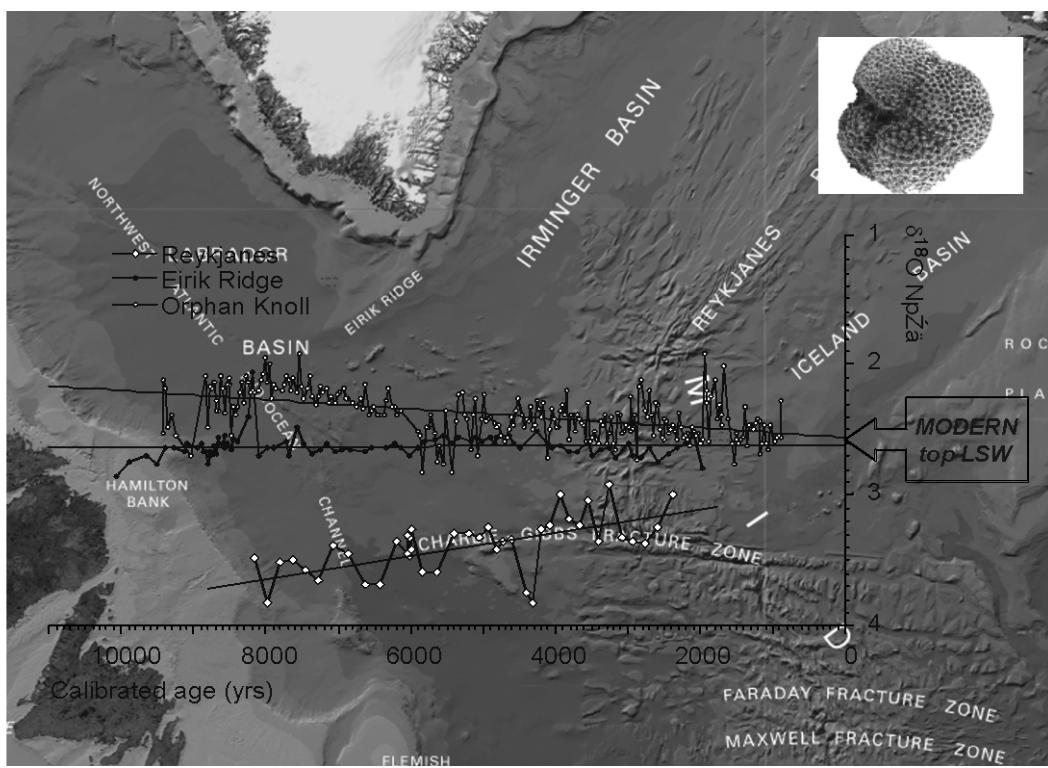


Figure 7. Holocene regional trends of Np isotopic composition in the Northern North Atlantic (from de VERNAL AND HILLAIRE-MARCEL, 2006)

Np illustrates conditions on top of the Labrador Sea Water (LSW) mass. Since the LSW is rapidly circulated, this pattern suggests a fairly long interval to reach near-equilibrium conditions from an isotopic mixing viewpoint.

CONCLUSIONS

Adding to all issues briefly addressed above, one should also take into account other intrinsic limiting properties of fossil foraminiferal assemblages when interpreting/correlating oxygen isotope records. Grain size- and time-dependent mixing

by benthic organisms (e.g., BOUDREAU, 1986; BARD, 2001) result in populations not unequivocally linked to paleoceanographical conditions. Furthermore, when using planktic foraminiferal data, one should also consider that they respond to seasonality changes, to interannual/decadal variability in sea-surface conditions and may also be advected from production areas over variable distances. Their variable fluxes to the sea-floor (e.g., DUPLESSY, 1986) may add to the variability of mixing functions, thus of overall isotopic compositions of their fossil assemblages. For planktics that do not depend upon symbiotic algae, their bathymetric domain may also vary in time and space. All these factors should lead to caution when interpreting isotopic records from a given site. In particular, the setting of isotope stratigraphies and "age models" through correlation to a given record or the stacked record of LISIECKI AND RAYMO (2005) is a much useful step, however it has intrinsic limitations in terms of the time resolution achieved. In a similar fashion, the use of such records to document changes in the ocean mass and volume, and ultimately in paleo-sea levels has strong limitations, adding to the relative uncertainty still existing with respect to the isotopic composition of ancient glaciers. Thus, if the oxygen isotope stratigraphy has yielded much progress in our understanding of the paleocean and of climatic changes since the early work of Emiliani, downscaling in space and time requires to be made at ocean basin/sub-basin scale. Here, complementary tracers of water mass sources and history, particularly Nd-isotopes, may reveal essential.

REFERENCES

- ADKINS, J.F., AND SCHRAG, D.P. (2001). Geophysical Research Letters **28**, 771-774.
BARD, E. (2001). Paleoceanography **16**, 235-239.
BAUCH, D. ET AL. (1997). Earth and Planetary Science Letters **146**, 47-58
BOUDREAU, B.P. (1986). American Journal of Science **286**, 199-238.
DE VERNAL, A. AND HILLAIRE-MARCEL, C. (2006). Global and Planetary Change **54**, 263-290.
DUPLESSY, J.C. ET AL., 1986. Nature **320**, 350-352.
HILLAIRE-MARCEL, C. AND DE VERNAL, A. (2008). Earth Planetary Science Letters **248**, 143-150
HILLAIRE-MARCEL, C. ET AL. (2004). Quaternary Science Reviews **23**, 245-260.
HILBRECH (1996). Institut der Eidgen. Technischen Hochschule und der Universität Zurich, Neue Folge, 300 (93 pp).
LISIECKI, L. AND RAYMO, M. (2005). Paleoceanography **20**, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071
MCCAVE, N. ET AL.. (2008). Quaternary Science Reviews **27**, 1886-1908.
RAVELO, C. AND HILLAIRE-MARCEL, C. (2007). In Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography, Hillaire-Marcel & de Vernal eds., Elsevier, Amsterdam.
SCHMIDT, G. ET AL. (1999). Global seawater oxygen-18 database.- <http://data.giss.nasa.gov/O18data>.
SPINDLER, M., 1996. Spindler, M. (1996). Proceedings NIPR Symposium on Polar Biology **9**, 85-91.
WUNCH, C. AND HEIMBACH, P. (2008). Quaternary Science Reviews **27**, 637-651.

ALGUNS EXEMPLOS DE RÁPIDA EVOLUÇÃO COSTEIRA EM PORTUGAL

J. A. Dias¹

¹CIMA – Centro de Investigação Marinha e Ambiental

Quando o nível médio do mar atingiu aproximadamente a cota actual, há uns 3000 a 5000 anos, o litoral era muito recortado e predominantemente rochoso. Iniciou-se, então, a histerese da sedimentação estuarina correspondente a este novo nível de base, cuja duração foi variável de estuário para estuário, dependendo da profundidade do vale em que o mesmo estava instalado e da quantidade de sedimentos que aí afluíam, provenientes das respectivas bacias hidrográficas. Após esta fase, caracterizada principalmente por assoreamento estuarino, começaram os aludidos estuários a debitar para o litoral quantidades grandes de sedimentos grosseiros, os quais, pouco a pouco, transportados em deriva litoral, foram progressivamente modificando a configuração de muitos trechos costeiros. Verificou-se, então, forte tendência para rectificação do litoral, continuando a existir progressiva erosão das partes salientes (cabos, pontais, etc.), e iniciando-se de forma marcada o preenchimento de partes reentrantes (baías, enseadas, etc.).

Pode afirmar-se que a evolução do litoral foi, até quase finais do primeiro milénio, forçada principalmente por factores naturais, de onde avultam os de ordem climática. Efectivamente, a capacidade do Homem para alterar a paisagem (designadamente através da agricultura, relacionada com a demanda imposta pela demografia), bem como o seu nível tecnológico eram bastante reduzidos quando comparados com o que se verificou no decurso do segundo milénio. No litoral, os impactes das actividades antrópicas eram pouco relevantes quando contrastados com os forçamentos naturais.

Em Portugal, foi no final do primeiro milénio que a situação sucintamente descrita se começou a modificar, com bastante maior relevância no Norte do País. A evolução do litoral começou a ser forçada não apenas pelos processos naturais, mas também, com amplitude crescente, pelos impactes das actividades antrópicas. Devido a tal conjugação de processos (naturais e antrópicos), a tendência para rectificação do litoral foi fortemente incrementada, verificando-se, nalguns casos, evolução bastante rápida. Exemplifica-se tal evolução rápida através de três exemplos de características diferenciadas: Aveiro (e a constituição da laguna conhecida pela designação de Ria de Aveiro), as três lagoas entre Nazaré e Peniche (e o assoreamento, total ou parcial, das lagoas da Pederneira, de Alfeizerão e de Óbidos) e Peniche (e a formação do tombolo que uniu esta ilha ao continente).

Para bem compreender as causas desta evolução torna-se imperioso ter em consideração a evolução dos contextos climático, demográfico e sócio-político, os quais muito sucintamente se esboçam em seguida.

Por volta do século X começou a verificar-se alteração das características climáticas: o período de forte degradação climática (por vezes designada por Péssimo Climático) começou a transitar para outro, caracterizado por maior amenidade, apelidado de Período Quente Medieval (mas também conhecido por Pequeno Óptimo Climático). Associado a tal alteração, (embora, de modo algum, de forma exclusiva), começou, também, a verificar-se forte crescimento demográfico, o qual se viria a intensificar posteriormente. Com o crescimento populacional verificou-se necessidade de expandir a

agricultura e, consequentemente, houve em muitas áreas forte modificação da paisagem devido às desmatações e desflorestações necessárias à constituição de novos campos agrícolas, bem como às crescentes necessidades de madeira e de lenha. Tal viria a reflectir-se em forte incremento do fornecimento sedimentar às zonas costeiras e consequente fortalecimento da deriva litoral.

Na altura, a Península Ibérica estava, na sua maior parte, dominada pelos muçulmanos, encontrando-se em progresso a Reconquista Cristã. No território que hoje é Portugal a fronteira a sul do Douro era mutável pois os avanços dos cristãos para Sul e posteriores recuos para Norte eram relativamente. Assim, como os territórios localizados a sul do Douro eram inseguros, verificou-se uma acumulação de população a norte deste. Aí se verificou relevante expansão da agricultura e, consequentemente, forte abastecimento sedimentar ao litoral através dos rios minhotos e do Douro. Forçada pela onda dominante do quadrante NW, as areias transportadas para sul foram progressivamente modificando a configuração do litoral.

Nesta situação, uma pequena restinga enraizada a sul de Espinho começou rapidamente a crescer, progredindo para su-sudoeste, em direcção ortogonal à da agitação marítima dominante. Tal restinga foi, a pouco e pouco, fechando uma grande baía que existia na zona correspondente à actual Ria de Aveiro, e que se prolongava até alguns quilómetros a norte do cabo Mondego, e na qual desaguava o rio Vouga. No século X já a parte norte desta baía estava isenta da incidência directa da forte agitação marítima que caracteriza o litoral ocidental português, aí existindo condições propícias para a produção de sal. Com efeito, a mais antiga referência a salinas nesta região data do ano 929.

Com a progressão da restinga para sul, as características ambientais do litoral da baía aludida foram alterando, tornando-se menos energéticas. Eram ambientes em plena transformação que constituíram novas oportunidades para as populações. Com a tomada definitiva de Coimbra aos mouros, em 1064, e a deslocação do campo de batalha para sul, verificou-se a pacificação de toda esta vasta região. Tal propiciou que parte do excesso populacional que existia a norte, no Entre Douro-e-Minho, para aqui se deslocasse, até porque a predominância senhorial não era tão acentuada. Verificou-se, portanto, intensificação do povoamento com forte ampliação do nível de intensiva exploração dos recursos existentes nos novos ambientes que estavam a ser criados (sal, pescas, agricultura, actividade portuária, etc.). No século XI já a zona de Aveiro se impunha como um apreciável centro produtor de sal. Mesmo zonas actualmente interiores e nada propícias à produção salinífera eram, na altura, significativos pólos produtores (como, por exemplo, Alquerubim, próximo de Albergaria-a-Velha, e Sá, pêro se Sangalho), o que atesta que eram então banhadas por água do mar. A referida, exploração dos recursos naturais viria, também, a forçar rápida modificação ambiental, não apenas pela antropização desta zona costeira protegida, mas também por induzir assoreamento progressivo de muitas zonas do litoral proto-lagunar.

A restinga continuou a progredir para sul continuando a definir, a pouco e pouco, a zona lagunar na parte meridional. Por volta de 1500 a barra localizava-se ainda a norte da latitude de Aveiro, mas em 1584 já estava a sul desta latitude. No século XVII situava-se aproximadamente à latitude de Vagos e continuava a migrar para sul. Em meados do século XVIII estava já na proximidades de Mira tendo, em geral, baixa eficiência hidráulica, chegando a estar fechada. A exploração dos recursos disso se ressentiu, e a exportação do que ainda era produzido tornou-se difícil. O meio lagunar tornou-se insalubre. Tal situação levou ao êxodo de grande parte da população que dependia desta zona costeira. Só com a abertura da barra artificial de Aveiro, no século XIX (onde se encontra a actual), o panorama se modificou para melhores perspectivas.

A evolução do trecho costeiro Peniche – Nazaré foi substancialmente diferente. Aí existem três zonas deprimidas onde afluem pequenos rios. Quando o nível médio do mar atingiu a cota actual, transformaram-se em vastos estuários que derivaram para corpos lagunares. São, de norte para sul, as lagoas da Pederneira, de Alfeizerão e de Óbidos.

A Reconquista Cristã foi, nesta área, mais tardia (quase um século) do que no caso anterior. Com efeito, conquista definitiva de Leiria verificou-se apenas em 1142 e a de Óbidos em 1148 (a de Coimbra foi em 1064). A estrutura fundiária das áreas drenantes para estas lagunas costeiras era diferenciada, resultado de diferentes processos dominiais de ocupação. A norte, vasta área, principalmente das bacias hidrográficas da Pederneira e de Alfeizerão, foi doada (em 1153), por D. Afonso Henriques aos monges de Cister (Alcobaça), para os quais desarborizar para a agricultura representava “trabalhar para o triunfo da verdadeira fé”. Revelaram-se grandes impulsionadores da drenagem dos campos e da sua adaptação à agricultura, sendo a sua capacidade intervintiva, designadamente no que se refere à hidráulica, admirável. A sul, importância estratégica da Vila de Óbidos, em termos militares e, principalmente em termos administrativos, impôs estrutura dominial diferente: a área ficou, em grande parte, domínio da própria Coroa, tendo a vila sido doada, em 1210, à rainha D. Urraca, passando, depois, sucessivamente para outras rainhas, o que lhe granjeou o do estatuto de *Vila das Rainhas*.

Os impactes nos meios lagunares e as evoluções respectivas reflectem estes diferentes processos de ocupação e de exploração: as desflorestações e a agricultura, bem como a drenagem de zonas alagadiças, foram mais intensas a norte do que a sul. Porém, ainda no século XIII, não obstante o assoreamento pronunciado que se começava a verificar, as lagunas eram francamente navegáveis, existindo vários portos, principalmente nas duas lagoas setentrionais.

Na lagoa localizada mais a norte existia, junto Valado, o porto da Pederneira, um dos mais importantes portos de mar dos Coutos do Mosteiro de Alcobaça. Nos séculos XV e XVI o assoreamento intensificou-se (devido ao arroteamento de novas terras, à desflorestação associada à construção naval, ao transporte eólico de areias dunares provenientes de norte, e ao forçamento provocado pela Pequena Idade do Gelo). O porto foi transferido para as imediações da Ponte das Barcas. A progressão do assoreamento intensificou-se nos séculos seguintes determinando novo deslocamento do porto para a base da arriba da Pederneira. No século XIX o abandono do mosteiro de Alcobaça e a falta de limpeza das valas de drenagem provocou ao incremento do assoreamento, conduzindo à completa colmatação do meio lagunar, o qual corresponde, actualmente, a campos agrícolas.

A lagoa de Alfeizerão teve evolução de alguma forma semelhante. O importante porto medieval de Alfeizerão escoava muitos dos produtos agrícolas e silvícolas produzidos sob a égide dos monges de Alcobaça, chegando nele, por vezes, a estacionar mais de meia centena de embarcações. O assoreamento ocorrido em finais do século XVI inutilizou-o, sendo reforçadas as actividades portuárias em Salir do Porto, junto à entrada da laguna. Posteriormente, também este porto ficou assoreado, sendo essa função transferida para S. Martinho do Porto. Progressivamente o meio lagunar continuou a assorear-se. No início do século XIX era já perigoso os navios ali fundarem sem risco. Actualmente, este vasto corpo lagunar, que foi, também, um importante pôlo de construção naval, está reduzida a um pequeno corpo hídrico hemi-circular (devido à difracção da onda na entrada), de muito pequena profundidade, sendo a distância entre a barra e a praia oposta de menos de 800 metros.

Na lagoa de Óbidos a evolução, embora com traços semelhantes, foi mais moderada, o que provavelmente estará relacionado, como se referiu, com a diferente

estrutura fundiária. Aquando da Reconquista, a laguna chegava ainda às proximidades da vila de Óbidos, a mais de 10 quilómetros da embocadura lagunar. O assoreamento da parte mais interna parece ter sido relativamente rápido. O cordão arenoso que isolou a laguna do mar estava já completo, obliterando a barra, no século XIV. Efectivamente, este foi, para a região, um problema maior, porquanto, estando a barra fechada, os campos eram inundados. Tanto quanto se sabe, a primeira abertura artificial da barra foi efectivada em 1377, sendo posteriormente aberta numa base anual, o que levou a várias disputas, o que se comprehende pois que tais intervenções, com a tecnologia coeva, exigia a participação de muita gente. No meio lagunar as intervenções antrópicas, designadamente a abertura de valas de drenagem, teve, também, relevância significativa, embora tais intervenções tenham sido, quiçá, mais moderadas do que nas outras lagunas referidas. Embora bastante assoreada e com área muito reduzida relativamente à que tinha no princípio do segundo milénio, a lagoa de Óbidos é a única que continua ainda a ter função lagunar plena.

A evolução da zona de Peniche foi bastante diferente. No tempo da Reconquista ainda este grande afloramento rochoso emerso não estava ligado a terra (o mais antigo documento conhecido em que Peniche é objectivamente referido data de 1147 e refere que os cruzados que do Porto iam para Lisboa para ajudar na conquista desta cidade pernoitaram na ilha de Peniche). No litoral continental, a cerca de 5 quilómetros da ilha, existia o porto de Atouguia (o antigo porto de Tauria, mais tarde designado por Atouguia da Baleia), onde decorriam intensas actividades piscatórias e comerciais. Pelas razões anteriormente aduzidas foi-se verificando assoreamento progressivo e, devido à refracção e difracção da onda na ilha de Peniche foi-se constituindo um tóbolo. A utilização do porto de Atouguia foi-se tornando difícil, obrigando a intervenções, como o desassoreamento que, em 1438, D. Duarte mandou efectuar. A pouco e pouco, com o alargamento e consolidação do tóbolo Atouguia ia sendo preterida relativamente à povoação que crescia em Peniche, onde se desenvolvia um porto de mar de fácil utilização. Grande parte da população de Atouguia deslocou-se para Peniche, continuando aqui a actividade piscatoria. A ligação da ilha a terra foi um processo progressivo que demorou alguns séculos: na centúria de 1700 ainda o mar, durante marés vivas cheias, cobria, muitas vezes, a acumulação sedimentar.

Os três casos apresentados testemunham rápida evolução do litoral, em que, em poucos séculos, as características geomorfológicas foram substancialmente modificadas. Foram causadas por intervenções antrópicas, principalmente pelas que decorreram nas bacias hidrográficas drenantes, embora os factores naturais, designadamente os climáticos, tenham tido, também, influência relevante. O nível tecnológico e a capacidade intervintiva eram, então, bastante modestas comparadas com as actuais. Os impactes nas zonas costeiras induzidos pelas actividades antrópicas que decorrem nas bacias hidrográficas (e no litoral) atingem, actualmente, magnitude incomparavelmente maior. Consequentemente, é fácil concluir que a gestão costeira integrada é quase totalmente ineficaz se não tiver em devida consideração as actividades decorrentes nas respectivas bacias hidrográficas, isto é, se não existir uma adequada gestão integrada de todo o território.

BIBLIOGRAFIA

- BASTOS, M. ROSÁRIO (2006) - *O Baixo Vouga em tempos medievos: do preâmbulo da monarquia aos finais do reinado de D. Dinis*. Dissertação de Doutoramento. Univ. Aberta, Lisboa. (não publicado).
- CALADO, M. (1994) – Da Ilha de Peniche. Ed. do Autor. coastal lagoons (Caldas da Rainha valley, western Portugal). *Quaternary International* **150**:41–51
- COELHO, M.H.C. (1997) - O Baixo Mondego—um pouco de história. *Cadernos de Geografia* **16**, 55–68.
- DEVY-VARETA, N. (1985) - Para uma geografia histórica da floresta portuguesa—As matas medievais e a “coutada

- velha'' do Rei. *Revista da Faculdade de Letras, Geografia*, I Série, I, pp. 47–67, Porto.
- DEVY-VARETA, N. (1986) - Para uma geografia histórica da floresta portuguesa—Do declínio das matas medievais à política florestal do Renascimento (Sec. XV e XVI). *Revista da Faculdade de Letras, Geografia*, I Série, II, pp. 5–37, Porto.
- DIAS, J.M.A., BOSKI, T., RODRIGUES, A. E MAGALHÃES, F. (2000). Coastline evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present—a synthesis. *Marine Geology* **170**:177–186.
- DINIS, J.J., HENRIQUES, V., FREITAS, M.C., ANDRADE, C. E COSTA, P. (2006) - Natural to anthropogenic forcing in the Holocene evolution of three
- FREITAS, M. C. P. (1989) – *Lagoa de Óbidos: Morfosedimentogénesis Aplicada*. Dissertação de Mestrado, 239p., Lisboa. (não publicado).
- GIRÃO, A. DE AMORIM (1922) – *Bacia do Vouga. Estudo Geográfico*. Coimbra, Imprensa da Universidade.
- GONÇALVES, IRIA (1989) – O Património do Mosteiro de Alcobaça nos séculos XIV e V. Dissertação de Doutoramento, 612p., Univ. Nova de Lisboa. Lisboa.
- HENRIQUES, M.V. (1996) - A faixa litoral entre Nazaré e Peniche. Unidades geomorfológicas e dinâmica actual dos sistemas litorais. Dissertação de Doutoramento, Univ. Évora, 575p., Évora. (não publicado).
- LOUREIRO, A. (1905) - *Os Portos Marítimos de Portugal e Ilhas Adjacentes*. Vol. II. 312p., Imprensa Nacional,
- MATTOSO, J. (1991) - *Identificação de um País. Ensaio sobre as origens de Portugal (1096-1325)*, vol. II – *Composição*, 4^a ed., Lisboa, Editorial Estampa.
- MATTOSO, J., (1992) - 1096–1325—Mutações . In: Mattoso, J. (Ed.), *História de Portugal II—A Monarquia feudal (1096–1480)*. Círculo de Leitores, pp. 243–267, Lisboa.
- OLIVEIRA, O. O. (1983) - *Origens da Ria de Aveiro*. Ed. Câmara Municipal de Aveiro, Aveiro.
- RAU, VIRGÍNIA (1984) – *Estudos sobre a história do sal português*. Presença, Lisboa.
- SOUTO, ALBERTO (1923) – *Origens da Ria de Aveiro (subsídio para o estudo do problema)*. Aveiro, Livraria João Vieira da Cunha Editora, Tipografia Minerva.

MODIFICAÇÕES PALEOAMBIENTAIS OCORRIDAS NO LITORAL OCIDENTAL A SUL DE LISBOA DESDE O TARDIGLACIAR

M.C. Freitas¹, C. Andrade¹

¹ Centro e Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Edifício C6, 3º Piso. Campo Grande. 1749-016 Lisboa. Portugal. cfreitas@fc.ul.pt; candrade@fc.ul.pt

ABSTRACT

The investigation made in the last decades about the evolution of the W Portuguese coast since the Last Glacial Maximum, drove to a significant progress in the knowledge of the paleoenvironmental evolution and response of that coast to the main forcing factors. Based on studies of onshore boreholes performed on estuaries and lagoons, the basic stages occurred since the Lateglacial have been obtained. The analysis of sedimentological, mineralogical, geochemical, geophysical and paleoecological indicators, framed by ¹⁴C dating, allowed the proposal of a conceptual model of evolution and behavior of the Portuguese coast, which has application, in general terms, to the Galician and N Morocco coast.

RESUMO

A investigação efectuada nas últimas décadas acerca da evolução da fachada W Portuguesa desde o Último Máximo Glaciar, conduziu a um progresso significativo no conhecimento da evolução paleoambiental e da resposta daquele litoral aos principais factores forçadores. Baseada em estudos de sondagens onshore em estuários e lagunas, a informação obtida regista as etapas fundamentais ocorridas desde o Tardi-Glaciar. A análise de indicadores sedimentológicos, mineralógicos, geoquímicos, geofísicos e paleontológicos, enquadrados por datações de ¹⁴C, permitiu a proposta de um modelo conceptual de evolução e comportamento do litoral português, o qual tem aplicação, nos seus traços gerais, à costa da Galiza e N Marroquina.

INTRODUÇÃO

Os espaços lagunares e estuarinos constituem excelentes arquivos das modificações paleoambientais ocorridas nos últimos 14000 anos. Efectivamente, a cunha sedimentar depositada nos paleovals escavados durante o Último Máximo Glaciar, permite aceder à história evolutiva destas bacias litorais, principalmente desde o Tardiglaciar. Vários estudos foram efectuados ao longo da costa de Portugal Continental, com resultados que sugerem um modelo evolutivo único nos seus traços fundamentais, adaptável às idiossincrasias locais e extrapolável ao litoral da Galiza e NW Marroquino. Em particular, as zonas húmidas do litoral ocidental a sul de Lisboa – Lagoas de Albufeira, Melides e Santo André, depressão interdunar da Sancha e Poços do Barbaroxa e estuários do Mira e Aljezur - têm constituído um excelente laboratório para a caracterização das principais etapas evolutivas ambientais, e das suas relações com os factores forçadores, para a identificação das respostas a forçamento global e local e ainda para a avaliação da contribuição natural e antrópica ao longo dos últimos milhares de anos. Estes ambientes funcionam, a micro-mesoescala temporal, como análogos actuais e o seu estudo a estas escalas é fundamental para interpretar o passado.

MÉTODOS

As áreas acima referidas foram intensamente prospectadas com sondagens manuais efectuadas com equipamento ligeiro e a informação obtida foi utilizada para selecionar os locais a sondar com equipamento pesado a fim de amostrar todo o

enchimento pós-glacial. Cinco sondagens foram efectuadas em terra, em planícies aluviais (MIGM na Lagoa de Melides, LSA na Lagoa de Santo André, MIRA em afluente do Rio Mira, Corgo do Porto e ALJ na Ribeira de Aljezur), e nos sistemas de barreira (MB na Lagoa de Melides). Cada testemunho de sondagem foi descrito e amostrado no laboratório de acordo com a sequência de fácies presente. As amostras foram estudadas do ponto de vista sedimentológico (textura, pH, matéria orgânica, CaCO_3 , morfoscopia), geoquímico (elementos maiores, menores e traço incluindo metais pesados, e isótopos estáveis de Sr e Nd), geofísico (propriedades magnéticas) e paleoecológico (pólens, diatomáceas, foraminíferos, ostracodos, nanoplanton cacário e malacofauna). Procedeu-se a datação em matéria orgânica particulada de horizontes-chave por ^{14}C convencional ou AMS no laboratório Beta Analytic Inc.

APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DE RESULTADOS

O estudo multidisciplinar das sequências sedimentares acima referidas permitiu a identificação de diversas unidades, correspondentes a materiais depositados em condições ambientais distintas:

Unidade I – esta unidade basal é composta por 1 a 10m de sedimentos minerogénicos (cascalheiras a vasas), azóicos, com teores dos elementos indicadores de salinidade (I, Cl, Br, S) inferiores ao limite de detecção e valores elevados da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. A datação mais antiga obtida nesta unidade é 16.9 ka cal BP (LSA).

Unidade II – os sedimentos desta unidade são mais finos (areia a vasa), com matéria orgânica e bioclastos; os elementos químicos com afinidade marinha ocorrem em quantidades mensuráveis e a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é baixa. A assinatura paleoecológica indica deposição em ambiente aberto ao oceano, com associações de águas marinhas a salobras; a influência marinha aumenta para o topo da unidade, atingindo a expressão máxima de toda a sequência. Estes materiais (1 a 14m) foram depositados após 11 ka cal BP e até 5.5 ka cal BP.

Unidade III – esta unidade tem 7 a 9m de espessura e consiste em areia fina e vasa, nas sondagens efectuadas nas planícies aluviais, e areia grosseira a fina, na sondagem da barreira de Melides. Os teores de matéria orgânica e bioclastos são elevados e pode ocorrer pirite, indicando condições redutoras. As associações fósseis típicas de ambientes salobres e de água doce, alternam ao longo da coluna sedimentar.

Unidade IV – nas planícies aluviais, a unidade de topo é caracterizada por 1 a 5m de sedimento minerogénico (areia a vasa) e semelhante aos da Unidade I no que respeita ao conteúdo fóssil e teores de elementos químicos com afinidade marinha mas é mais orgânica; estes materiais foram depositados tipicamente entre 1.5 e 3 ka cal BP mas, localmente, podem ser mais antigos (e.g. ALJ). Na barreira de Melides, esta unidade é exclusivamente constituída por areia grosseira lavada, com teor em bioclastos muito baixo.

Os dados anteriores evidenciam uma história evolutiva dependente de enquadramentos ambientais distintos e fundamentam a proposta de um modelo evolutivo conceptual que engloba cinco estádios. A sedimentação ocorrida durante o Pleistocénico (Tardiglaciár) – Estádio I – corresponde invariavelmente a fácies terrestre, em ambiente fluvial mais ou menos próximo do canal de escoamento, contemporâneo de nível do mar sempre mais de 30m abaixo da cota actual. No início do Holocénico os vales fluviais foram inundados pelo mar, primeiro de forma incipiente, estabelecendo-se um ambiente estuarino (Estádio II), e depois de forma mais franca, que transformou estas áreas em vales inundados (rias) ou baías abertas (Estádio III); esta inundação foi progressiva e por vezes sincopada, iniciando-se com algumas incursões marinhas, efémeras e localizadas, que evoluíram para inundação persistente, culminndo em máximo transgressivo cerca de

6.5-5.5 ka cal BP, à excepção de Aljezur onde parece ter ocorrido mais cedo (cerca de 8.3 ka cal BP). O Estádio IV corresponde a sedimentação lagunar/ estuarina e ocorre em consequência da desaceleração da taxa de subida do nível médio do mar; este facto terá possibilitado a instalação e desenvolvimento de barreiras detriticas terminais (agradante no caso de Melides), que confinaram rias ou golfos, originando espaços lagunares/estuarinos. As lagunas/estuários terão evoluído como tal até aos nossos dias, alternando nas primeiras períodos de completo isolamento com épocas de comunicação com o oceano, assegurada através de uma barra de maré. A profundidade e extensão superficial das bacias de maré reduziram-se progressivamente, esta última influenciada por sedimentação fluvial correspondente à progradação de leques terminais ou depósitos de planície de inundação sobre a margem lagunar/estuarina (Estádio V). O assoreamento ocorreu com intensidades distintas ao longo do tempo, tendo a influência antrópica contribuído para o acelerar.

O registo sedimentar do Tardiglaciar e Holocénico no litoral anamórfico em estudo aponta para a existência de um ciclo sedimentar completo, e inclui uma fase transgressiva seguida de outra regressiva, ambas associadas a forçamento eustático positivo. Assumindo efeitos neotectónicos negligenciáveis nesta secção do litoral, pode-se inferir que até 6.5 ka cal BP a elevação rápida do nível do mar foi o factor forçador dominante da sua evolução. A desaceleração da subida do nível do mar verificada após aquela data, aliada a grande disponibilidade sedimentar, pode ter sido responsável pela implantação e permanência de barreiras detriticas, elementos decisivos na reconfiguração e evolução da linha de costa, bem como das bacias marginais por elas confinadas. Aquela desaceleração foi igualmente razão determinante da predominância adquirida desde então pelos factores forçadores de natureza local (abastecimento sedimentar, eficiência da barreira e actividade antrópica) sobre os de natureza global. Assim, e apesar da persistência do eustatismo positivo, a carga sedimentar libertada e acumulada nas bacias marginais tem produzido uma reorganização morfológica que favorece o avanço dos materiais e superfície aluvial sobre os espaços lagunares/estuarinos, conduzindo à assinatura regressiva registada nas unidades superiores do enchimento sedimentar estudado.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho é uma contribuição do Projecto FCT/FEDER PDCTM/P/MAR/15231/1999 – Factores Forçadores Globais versus Locais e Evolução pós Tardiglaciar de Estuários e Lagunas do SW Português. Os autores agradecem aos elementos das equipas de investigação e colaboradores deste projecto, bem como a todas as entidades que contribuiram para a execução dos trabalhos.

INTERCONEXIONES ATLÁNTICO-MEDITERRÁNEO: RESPUESTA DE LA COSTA A LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS Y DEL NIVEL DEL MAR. EL CASO DEL SUR DE IBERIA ÚLTIMOS 130 KA

C. Zazo¹

¹Departamento de Geología, Museo Nac. Ciencias Naturales, CSIC, Madrid, mcnzc65@mncn.csic.es

INTRODUCCIÓN

Los resultados obtenidos en los sondeos de hielo y marinos de Groenlandia y el Atlántico Norte demuestran la existencia de variaciones climáticas a escala milenial tanto durante los períodos interglaciares como durante los glaciares. El pico del último interglaciado (MIS 5.5), considerado inicialmente como un período cálido y estable, está interrumpido por períodos fríos, y su duración es casi el doble de la previamente establecida. Estos cambios climáticos se observan también durante el período glaciar (MIS 4, 3 y 2), mientras que durante el Holoceno (MIS 1) los resultados sugieren un clima relativamente más estable (Figura 1). La variabilidad climática registrada, con una frecuencia milenaria, se caracteriza por descensos de temperatura del orden de 5-10°C que se producen en pocas centurias, seguidos por calentamientos aún más rápidos, producidos en decenas de años. Estas oscilaciones frías (estadios) y cálidas (interestadios) se conocen como eventos D-O (Dansgaard-Oeschger) (DANSGAARD *et al.*, 1993), y a menudo aparecen agrupadas en los denominados ciclos Bond (BOND *et al.*, 1993, 1997), limitados por dos eventos muy fríos (Heinrich, HE), que se producen con una periodicidad de ~1500 años. Los eventos HE se caracterizan por la presencia de IRD (*Ice Rafted Debris*), asociados a descargas bruscas de icebergs (HEINRICH *et al.*, 1988). El inicio de un ciclo Bond en Groenlandia se corresponde con el pico más cálido de temperatura en la Antártida. Actualmente no existe consenso en la regularidad del ciclo de 1500 años, ni en los mecanismos implicados (SIDDALL *et al.*, 2008), pero sí parece confirmarse que, al menos en la margen de Iberia, este ciclo sólo se observa en el último glaciar (MARTRAT *et al.*, 2007). Durante el Holoceno, en los sondeos de Groenlandia tan solo se reconoce un breve (~100 años) enfriamiento de unos 6°C hacia los ~8,2 ka. En los sondeos marinos del Atlántico Norte, BOND *et al.* (1997) definieron los Eventos Bond: 11,1 ka cal. BP (E.B. 8, final del *Younger Dryas*), 10,3 ka cal. BP (E.B. 7); 9,5 ka cal. BP (E.B. 6); 8,2 ka cal. BP (E.B. 5); 5,9 ka cal. BP (E.B. 4); 4,2 ka cal. BP (E.B. 3); 2,8 ka cal. BP (E.B. 2) y 1,4 ka cal. BP (E.B. 1, probable “Edad del Hielo”). Algunos de estos eventos se registran también en la plataforma del Oeste de África (DEMENOCAL *et al.*, 2000).

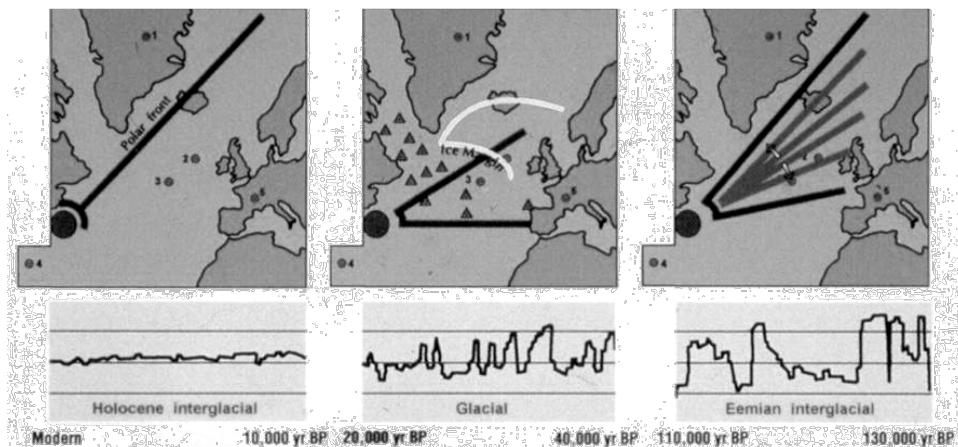


Figura 1. Posiciones del Frente Polar durante los últimos 130 ka según ZAHN (1994); triángulos: masas de icebergs, círculos: sondeos de hielo (1), marinos (2, 3, 4) y continentales (5).

Estos diferentes ciclos y eventos climáticos también se detectan en los sondeos marinos del entorno Peninsular (Figura 2) a través de diferentes indicadores (alquenonas, $\delta^{18}\text{O}$, IRD, polen, foraminíferos, polvo, etc.) que ponen de manifiesto la presencia de descargas de icebergs en el Sur de Iberia y entrada de aguas polares en el Mediterráneo durante los HE (PAILLIER & BARD, 2002; CACHO *et al.*, 1999, 2002). Durante los periodos estadiales se registran condiciones frías y secas que serían más agudas durante los HE (SÁNCHEZ-GOÑI *et al.*, 2002, SÁNCHEZ-GOÑI, 2006; ROUCOUX *et al.*, 2005), descensos de la SST de entre 4-6° C respecto a los interestadiales (CACHO *et al.*, 2002; MARTRAT *et al.*, 2004), y mayores aportes eólicos desde África (MORENO *et al.*, 2002, 2005; BOUT-ROUMAZEILLES *et al.*, 2007). Todas estas características durante los periodos estadiales se asemejarían a las condiciones atmosféricas presentes en la actualidad durante los períodos de NAO (*North Atlantic Oscillation*) positiva dominante (MORENO *et al.*, 2004; CACHO *et al.*, 2000). Condiciones opuestas se darían durante los períodos interestadiales. Los resultados de estos sondeos marinos señalan la rápida respuesta del Sur peninsular y del Mediterráneo, en particular el occidental, ante los cambios producidos en el Atlántico Norte. Un reciente sondeo llevado a cabo en la margen Sur portuguesa (MARTRAT *et al.*, 2007; GRIMALT & MARTRAT, 2008) con registro de los últimos 420 ka, señala que los episodios fríos posteriores a episodios relativamente cálidos y con los casquetes muy desarrollados (en el lapso temporal que aquí nos ocupa, e.g. MIS 5.5, MIS 5.3, varios en el MIS 3 y menos en el MIS 2) ocurren cuando el predominio en la formación de aguas profundas cambia del Hemisferio Norte al H. Sur; esto se manifiesta no solo en la distribución de las masas oceánicas, sino también en los descensos de la SST tanto en el Atlántico como en el Mediterráneo occidental.

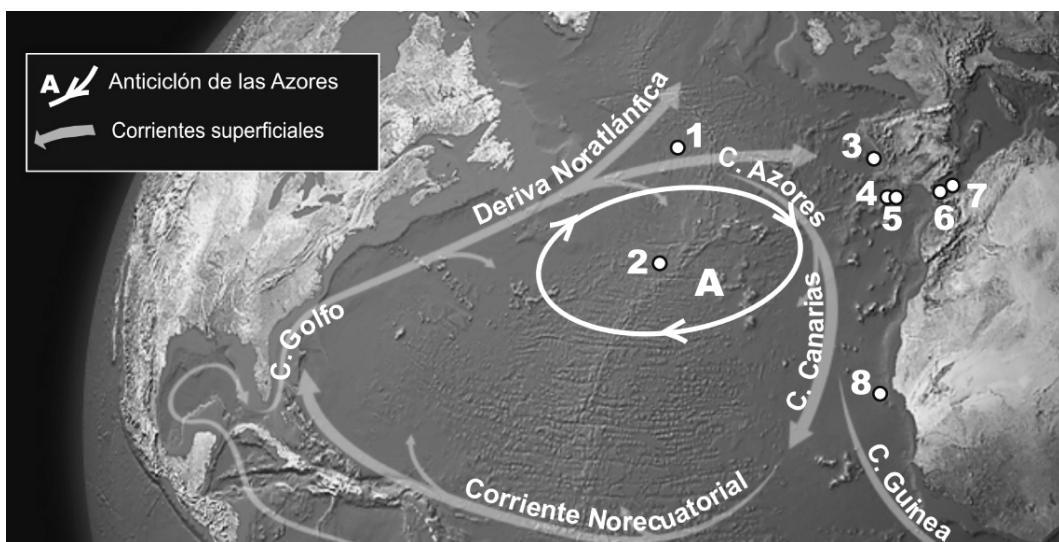


Figura 2. Principales sondeos marinos presentes en el Atlántico Norte, entorno Peninsular y N de África relacionados con la posición del Frente Polar y variaciones climáticas bruscas (D-O, Heinrich, Bond, etc.) dentro de los últimos ~130 ka. 1: SU90-08 (CALVO *et al.*, 2001); 2: MD95-2037 (CALVO *et al.*, 2001); 3: MD95-2040 (PAILLER & BARD, 2002); 4: MD95-2042 (PAILLER & BARD, 2002); 5: MD01-2444 y MD01-2443 (MARTRAT *et al.*, 2007); 6: MD95-2043 (CACHO *et al.*, 2002); 7: 977A (MARTRAT *et al.*, 2004); 8: 658C (DEMENOCAL *et al.*, 2000).

La influencia de estos cambios climáticos rápidos en el nivel del mar ha sido hasta el momento muy poco analizada. Las curvas existentes se basan, en general, en la aplicación de funciones no lineales a partir de: 1) variaciones del $\delta^{18}\text{O}$ (medidas en foraminíferos planctónicos-bentónicos), asumiéndolas como variaciones del nivel del mar (variación de 1 ‰ de $\delta^{18}\text{O} = 10\text{m}$ de columna de agua), a pesar de los efectos incuantificables de la temperatura, salinidad, efecto vital del organismo, lugar del sondeo etc.; 2) análisis de corales, los cuales son buenos monitores cuando el mar es estable, pero no ante cambios rápidos; y por último 3) utilizando modelos glacio-hidro-isostáticos aplicados en las áreas alejadas del casquete previo (*far-field sites*), en este caso uno de los mayores problemas es la delimitación espacial del casquete. Por otra parte, las dataciones isotópicas, en particular las series del Uranio sobre corales, también conllevan una serie de asunciones (asumir la existencia de sistemas geoquímicos cerrados; una relación inicial de $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ del coral similar a los valores del agua marina actual; etc.). Debido a la problemática existente, cada vez con más énfasis los científicos reclaman una mayor atención a los trabajos de geología de campo (“datos observacionales”) basados en “el principio estratigráfico” y que hasta ahora han sido obviados o infravalorados respecto a los datos de los sondeos marinos y de las terrazas de coral (ANDERSEN *et al.*, 2009).

Durante el pico del último interglaciar (MIS 5.5, ~135-117 ka) el nivel del mar varió originando una serie de *highstands* (algunos de corta duración); con un primer ascenso que es anterior al pico de insolación (~128 ka). En los registros costeros más completos se pueden observar tres cambios del nivel del mar por encima del cero actual (ZAZO *et al.*, 1993, 2003; HILLAIRE-MARCELL *et al.*, 1996; HEARTY *et al.*, 2007); sin embargo, estas oscilaciones rápidas no se registran en los valores del $\delta^{18}\text{O}$ de los sondeos marinos profundos. La altura alcanzada por el mar durante algunas de estas subidas implicaría, según HEARTY *et al.* (2007), una contribución no solo del casquete del Hemisferio Norte, sino también de la Antártida. En los últimos años numerosos trabajos basados en sondeos marinos y apoyados en ocasiones por estudios sobre terrazas coralinas, han centrado su investigación en el MIS 3 (60-25 ka) cuando se supone que las

fluctuaciones fueron del orden de ~20 a ~30m (SIDDALL *et al.*, 2003, 2008; CHAPPELL, 2002). Según estos autores el nivel del mar subió durante las fases frías en Groenlandia, y períodos cálidos en la Antártida, lo que sugiere que sigue esencialmente el ritmo Antártico. En contraste con estos resultados ARZ *et al.* (2007) señalan que los principales *highstands* ocurridos durante el MIS 3, se dieron en fase con los interestadias del Hemisferio Norte, especialmente con aquellos largos y prominentes (Interestadias: 8, 12, 14, 16, 17) asociados con ascensos del orden de ~15-25 m; mientras que durante los HE las subidas serían tan solo de algunos metros. El ascenso del nivel del mar posterior al último máximo glaciar (LGM) en los lugares alejados de los casquetes fue discontinuo desde los -120/-130 m (~23-19 ka) hasta el nivel actual. Dicho ascenso se caracterizó por una subida rápida hacia los 19 ka que se intensificó entre 16-14 ka: MWP-1A (*Melt Water Pulse*), con una breve estabilización durante el YD (*Younger Dryas*) no registrada a nivel global. El máximo de la transgresión holocena (*Maximum Flooding Surface = MFS*) se alcanza hacia los ~6,5 ka, cuando la componente glacioeustática deja de influir en los cambios del nivel del mar, y éstos pasan a estar controlados por las variaciones en la distribución de las masas de agua en los océanos, y las diferentes respuestas de los continentes y fondos oceánicos a los procesos isostáticos (glacio-hidro-isostasia).

EL REGISTRO EN LA COSTA DE LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS Y DEL NIVEL DEL MAR

La respuesta de la costa a los cambios en el área de conexión Atlántico-Mediterráneo, independientemente de los factores globales (o al menos a nivel de Hemisferio) anteriormente descritos, y debido a su situación geográfica, va a estar controlada por: la posición del Frente Polar; la situación, extensión e intensidad del giro Nor-Atlántico Subtropical; y los desplazamientos e intensidades del anticiclón de las Azores (Figura 2). Durante el LGM el Frente Polar se situó alrededor de los 37° N, mientras que durante el MIS 6 se localizó entorno a 43° N, según los datos de sondeos en la dorsal medio-atlántica (CALVO *et al.*, 2001). En los sondeos de la margen atlántica ibérica se ha deducido una posición del Frente Polar hacia los 40° N durante el LGM (PAILLIER & BARD, 2002). En cualquier caso, un descenso latitudinal del Frente Polar crearía, entre otras cosas, un fuerte gradiente térmico y un desplazamiento hacia el Sur de las corrientes oceánicas superficiales que componen el giro Nor-Atlántico Subtropical. La variabilidad climática y del nivel del mar tan acusada que se deduce de los sondeos marinos es muy difícil de detectar en la costa. No obstante, los datos geomorfológicos, estratigráficos y paleontológicos de los depósitos marinos y continentales reflejados en cartografías, que dan información espacio-temporal, junto con la utilización de diferentes métodos de datación (Th/U, Pa/U, ¹⁴C, OSL, AAR, series paleomagnéticas, etc.), permiten ir conociendo más en profundidad la respuesta de nuestras costas a dichos cambios.

Cambios del nivel del mar durante el pico del MIS 5.5 se observan tanto en las costas atlánticas como en las mediterráneas. Así mismo, la presencia de fauna senegalesa se registra en ambos lados del Estrecho, aunque siendo escasa en la costa atlántica, donde está ausente el *Strombus bubonius*. Dos probables *highstands* han sido sugeridos recientemente en el Golfo de Cádiz (CABERO, 2009); en Gibraltar se registran dos *highstands* (RODRÍGUEZ-VIDAL *et al.*, 2007) y tres en otras zonas mediterráneas (GOY *et al.*, 1993; ZAZO *et al.*, 1993, 2003; HILLAIRE-MARCELL *et al.*, 1996; CABERO, 2009). La última de dichas oscilaciones (~117 ka) se caracteriza siempre por tratarse de una subida rápida, de corta duración, y asociada con un clima más húmedo y con fuertes temporales. En las Islas Baleares se detecta durante este periodo una disminución de la fauna senegalesa y desaparición del típico *Strombus bubonius* (CUERDA, 1989). Dunas y playas oolíticas se desarrollan durante el primer *highstand* (~135 ka), asociadas a vientos

dominantes del Este y clima seco en el Mediterráneo (BARDAJÍ *et al.*, 2009). Una periodicidad submilenaria ha sido detectada durante el segundo (~125 ka) *highstand* en la costa de Alicante (DABRIO *et al.*, 2009).

Durante el último periodo glacial, las secuencias costeras más estudiadas en la zona mediterránea se corresponden con el área de Gibraltar (FINLAYSON *et al.*, 2008; CARRIÓN *et al.*, 2008). En el Golfo de Cádiz los acantilados de Huelva y los del área de Barbate-Trafalgar (ZAZO *et al.*, 2005, 2008a, 2008b; CABERO, 2009) son los que ofrecen las estratigrafías más completas. Sobre los cambios climáticos, durante el OIS 3 se ha identificado la presencia de periodos más áridos (superficies de deflacción), cambios en el área fuente de sedimentos, etc. La coexistencia de macrorestos vegetales correspondientes a especies micro-mesotérmicas, nos hace pensar en periodos algo más fríos, sin llegar a los descensos detectados en los sondeos marinos. El desarrollo de *solution pipes*, al final del OIS 5e y OIS 2? sugiere cambios importantes de humedad-aridez en el Golfo de Cádiz (CABERO, 2009). El periodo Bølling-Allerod, se caracteriza por corresponderse con un clima suave y más húmedo (ZAZO *et al.*, 2005, 2008b). El análisis de espeleotemas de Gibraltar señala la presencia de eventos fríos y secos durante el MIS 2 (RODRÍGUEZ-VIDAL *et al.*, 2008). Estudios recientes en la Bahía de Cádiz (GRACIA *et al.*, 2008) sugieren un nivel del mar alto≤(20 m b.s.l.) al final del OIS 3. Durante el presente interglaciar la primera influencia de la subida del nivel del mar en la costa se manifiesta en el relleno de los estuarios atlánticos (DABRIO *et al.*, 2000; BOSKI *et al.*, 2002) hacia los ~9 ka. También se registran cambios en la velocidad de subida: más rápida al inicio hasta los 6500 años, cuando se alcanza, tanto en el Atlántico como en el Mediterráneo, el *Maximun Flooding Surface* (ZAZO *et al.*, 1994), ralentizándose posteriormente (LARIO *et al.*, 2002). Cambios relacionados con los eventos Bond se han reconocido en la costa portuguesa (FLETCHER *et al.*, 2007) y en la costa Mediterránea (GOY *et al.*, 2003), en el relleno de estuarios y los sistemas de flechas litorales.

AGRADECIMIENTOS

Proyectos CGL08-03998BTE; CGL08-04000BTE; Consolider-GRACCIE CSD2007-00067; NEAREST-GOCE-037110; TPCI-A/017978/08; INQUA Project 0911. GEOTOP-UQAM Can. Contribución al IGCP 495, INQUA Coastal and Marine Processes Com.

REFERENCIAS

- ANDERSEN, M.B. *et al.* (2009). *PAGES News*, **17**: 54-56.
- ARZ, H.W. *et al.* (2007). *Quaternary Science Reviews*, **26**: 312-321.
- BARDAJÍ, T. *et al.* (2009). *Geomorphology*, **104**: 22-37.
- BOND, G. *et al.* (1993). *Nature*, **363**: 143-147.
- BOND, G. *et al.* (1997). *Science*, **278**: 1257-1266.
- BOSKI, T. *et al.*, (2002). *Sedimentary Geology*, **150**: 103-122.
- BOUT-ROUMAZEILLES, V. *et al.* (2007). *Quaternary Science Reviews*, **26**: 3197-3215.
- CABERO, A. (2009). Tesis Doctoral, Departamento de Geología. Universidad de Salamanca y Museo Nac. Ciencias Nat. (CSIC).
- CACHO, I. *et al.* (1999).. *Paleoceanography*, **14**: 698–705.
- CACHO, I. *et al.* (2000). *Earth and Planetary Science Letters*, **183**: 417-429.
- CACHO, I. *et al.* (2002). *Journal of Marine Systems*, **33-34**: 253-272.
- CALVO, E. *et al.* (2001). *Earth and Planetary Science Letters*, **188**: 509-519.
- CARRIÓN, J.S. *et al.* (2008). *Quaternary Science Reviews*, **27**: 2118–2135.
- CHAPPELL, J. (2002). *Quaternary Science Reviews*, **21**: 1229-1240.
- CUERDA BARCELÓ, J. (1989). *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Cons. Cultura, Educaío, Esports Governo Balear (Ed.).
- DABRIO, C.J. *et al.* (2000). *Marine Geology*, **162**, 381–404.
- DABRIO, C.J. *et al.* (2009). *VII Reunião de Cuaternario Ibérico, Libro de Abstracts*. Faro (Portugal).
- DANSGAARD, W. *et al.* (1993). *Nature*, **364**: 218-220.
- deMENOCAL, P. *et al.* (2000). *Science*, **288**: 2198–2202.
- FINLAYSON, G. *et al.* (2008). *Quaternary International*, **181**: 55-63.

- FLETCHER, W.J. *et al.* (2007). *The Holocene*, **17**: 481-494.
- GOY, J.L. *et al.* (1993). *Geodinamica Acta*, **6** : 103-119.
- GOY, J.L. *et al.* (2003). *Geomorphology*, **50**: 251-268.
- GRACIA, F.J. *et al.* (2008). *Quaternary Science Reviews*, **27**: 2219–2231.
- GRIMALT, J.O. & MARTRAT, B. (2008). *PAGES News*, **16**: 25-27.
- HEARTY P.J. *et al.* (2007). *Quaternary Science Reviews*, **26**: 2090–2112.
- HEINRICH, H. (1988). *Quaternary Research*, **29**: 142-152.
- HILLAIRE-MARCEL, C. *et al.* (1996). *Quaternary Science Reviews*, **15**: 53-62.
- LARIO, J. *et al.* (2002). *Quaternary International*, **93-94**: 171–176.
- MARTRAT, B. *et al.* (2004).. *Science*, **306**: 1762-1765.
- MARTRAT, B. *et al.* (2007). *Science*, **317**: 502-507.
- MORENO, A. *et al.* (2002). *Quaternary Research*, **58**: 318-328.
- MORENO, A. *et al.* (2004). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **211**: 205-219.
- MORENO, A. *et al.* (2005). *Quaternary Science Reviews*, **24**: 1623–1636.
- PAILLIER, D. & BARD, E. (2002). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **181**: 431-452.
- RODRÍGUEZ-VIDAL, J. *et al.* (2007). *Geogaceta*, **42**: 107-110.
- RODRÍGUEZ-VIDAL, J. *et al.* (2008). *Geo-Temas*, **10**: 759-762.
- ROUCOUX, K.H. *et al.* (2005). *Quaternary Science Reviews*, **24**: 1637–1653.
- SANCHEZ-GOÑI, M.F. (2006). *Quaternaire*, **17**, (1), 3-25.
- SANCHEZ-GOÑI, M.F. *et al.* (2002). *Climate Dynamics*, **19**: 95–105.
- SIDDALL, M. *et al.* (2003). *Nature*, **423**: 853-858.
- SIDDALL M. *et al.* (2008). *Reviews of Geophysics*, **46**: RG4003.
- ZAHN, R. (1994). *Nature*, **371**: 289.
- ZAZO, C. *et al.* (1993). *Global and Planetary Change*, **7**: 109-117.
- ZAZO, C. *et al.* (1994). *Journal of Coastal Research*, **10**: 933-945.
- ZAZO C. *et al.* (2003). *Marine Geology*, **194**: 103-133.
- ZAZO, C. *et al.* (2005). *Geomorphology*, **68**: 269-290.
- ZAZO, C. *et al.* (2008a). *Geomorphology*, **100**: 212-222.
- ZAZO, C. *et al.* (2008b). *Quaternary International*, **181**: 72-87.

ESTRUTURAS SOCIAIS E A PERCEPÇÃO DA PAISAGEM DOS ÚLTIMOS CAÇADORES-RECOLETORES DO VALE DO TEJO

N. Bicho¹

¹ Núcleo de Arqueologia e Paleoecologia
Departamento de História, Arqueologia e Património
Faculdade das Ciências Humanas e Sociais
Universidade do Algarve – Campus Gambelas
8005 – Gambelas
nbicho@ualg.pt

ABSTRACT

The Mesolithic shellmiddens from Muge are among the internationally better known prehistoric sites from Portugal. This fact is likely due to the very early excavations of some of those sites (in 1863), the size and number of middens and, perhaps most importantly, the number of human skeletons recovered during the last 150 years. The long history of research, however, has not been used for the development of new perspectives on the social structures of the last European hunter-gatherers, limited itself to traditional models coming from the early XX century. The present paper will reflect critically the available data to develop a new model of use and perception of landscape in relation to the social mechanisms of the Mesolithic of the Tagus Valley.

RESUMO

Os concheiros mesolíticos de Muge são dos sítios pré-históricos portugueses melhor conhecidos internacionalmente. A precocidade na escavação de alguns desses concheiros (que se iniciou em 1863), a dimensão e também o número dos concheiros e, talvez mais importante, o número de esqueletos humanos recuperados até ao presente são os factores desse reconhecimento internacional. Contudo, a longa história de investigação no local não tem sido aproveitada no desenvolvimento de novas perspectivas sobre as estruturas sociais dos últimos caçadores-recoletores europeus, quedando-se frequentemente por modelos tradicionais vindos do início do séc. XX. O presente trabalho reflecte criticamente sobre os dados existentes, desenvolvendo um novo modelo de utilização da paisagem, relacionando-o com as estruturas sociais do mesolítico do Vale do Tejo.

O USO DA PAISAGEM E AS ESTRUTURAS SOCIAIS NO MESOLÍTICO DE MUGE

Devido ao tipo de sítios e respectivas estratigrafias, a perspectiva actual é a de que os concheiros mesolíticos do Tejo foram acampamentos base com carácter sazonal (ARNAUD, 1987, 1989; JACKES E MEIKLEJOHN, 2004; ROCHE, 1972, 1989), reflectindo um único e coeso grupo social étnico. MARCHAND, (2005) sugere que estes sítios são grandes locais residenciais, possivelmente usados sequencialmente cobrindo todo o período em causa, abrangendo uma região estilística diferente da do Sado e representando um grupo étnico diferente, tal como já tinha sido sugerido anteriormente por ARNAUD (1987, 1989).

A ideia de que os concheiros de Muge foram acampamentos base, com um elevado grau de sedentarismo, aparece explicitamente nos trabalhos de ROCHE (1989), que parte da presença de um conjunto grande de estruturas de habitat (lareiras, silos, fossas, fundos de cabanas e buracos de poste) (ROCHE, 1972, 1989) a que aparece associado um grande número de enterramentos humanos (principalmente na base dos concheiros) e que parece confirmar a ideia de que estes concheiros seriam locais de

longos e mais ou menos permanentes locais de acampamento de grupos de caçadores-recoletores mesolíticos. ROLÃO (1999), mais recentemente sugere que existem dois tipos de sítios, uns residenciais e outros logísticos, mantendo o modelo de um único grupo social.

Após a análise dos dados existentes, pode afirmar-se que os três concheiros principais conhecidos (Cabeço da Arruda, Cabeço da Amoreira e Moita do Sebastião) tinham estruturas semelhantes e são, portanto, réplicas entre si. A funcionalidade de cada sítio é variável diacronicamente, integrando um sistema de mobilidade logística, parcialmente assente na sazonalidade dos recursos, e cuja região de exploração se estendia desde, pelo menos, a base das Serras d'Aires e Candeeiros até ao limite da bacia do Sado.

A análise isotópica de Carbono e Azoto e dos oligoelementos dos esqueletos humanos de Muge (UMBELINO, 2006; UMBELINO *et al.*, 2007) revela dados importantes para a produção de um modelo do uso da paisagem e das relações sociais desses caçadores-recoletores. Um dos aspectos mais interessantes desta análise é o da diversidade dos resultados inter-sítio desses isótopos de e dos vários oligoelementos, que demonstra inequivocamente que os vários sítios tinham dietas diferentes e, portanto, não faziam parte de um só sistema de povoamento mas sim de vários sistemas, correspondendo a vários grupos de caçadores-recoletores que utilizavam a região. Esta análise revelou ainda que a dieta se alterou ao longo dos tempos em cada um dos sítios, confirmando a ideia de que a funcionalidade de cada sítio também se alterou diacronicamente.

Paralelamente a alterações cronológicas da dieta em cada sítio, foi possível verificar-se que há uma disparidade acentuada na importância dos recursos marinhos em cada momento de ocupação humana destes concheiros, significando que as dietas individuais eram variadas, podendo corresponder a diferenças ou divisões sexuais na alimentação ou no trabalho.

No que diz respeito à localização dos concheiros, esta parece estar organizada aos pares, por vezes de cada um dos lados das ribeiras, e a uma distância fixa (BICHO, *no prelo*; GONÇALVES, 2009). Este sistema de organização do espaço poderá ser indicativo de um processo de estruturação social e de parentesco que assenta em clãs e linhagens, estas últimas provavelmente exogâmicas. A localização dos acampamentos seria assim organizada com base numa simetria do espaço, sendo que cada metade (ou linhagem) relacionar-se-ia maioritariamente com a outra metade.

As diferenças na dieta entre indivíduos e entre sítios arqueológicos e o tipo e a estrutura interna dos sítios conhecidos e a proximidade entre si bem como a sua organização geográfica, sugerem vários conjuntos de sítios, relacionados entre si, possivelmente correspondendo a afiliações sociais e familiares ao nível de linhagens ou clãs, pertencendo a um só grupo socialmente coeso, com língua e cultura identificadas no espaço e representada por símbolos estilisticamente próprios e que formariam regionalmente (entre a bacia do Tejo e as Serras dos Candeeiros e d'Aires) um bando ou tribo de caçadores-recoletores, diferente da que havia no Sado.

AGRADECIMENTOS

Investigação financiada pela Fundação para a Ciência e Tecnologia, projecto PTDC/HAH/64185/2006.

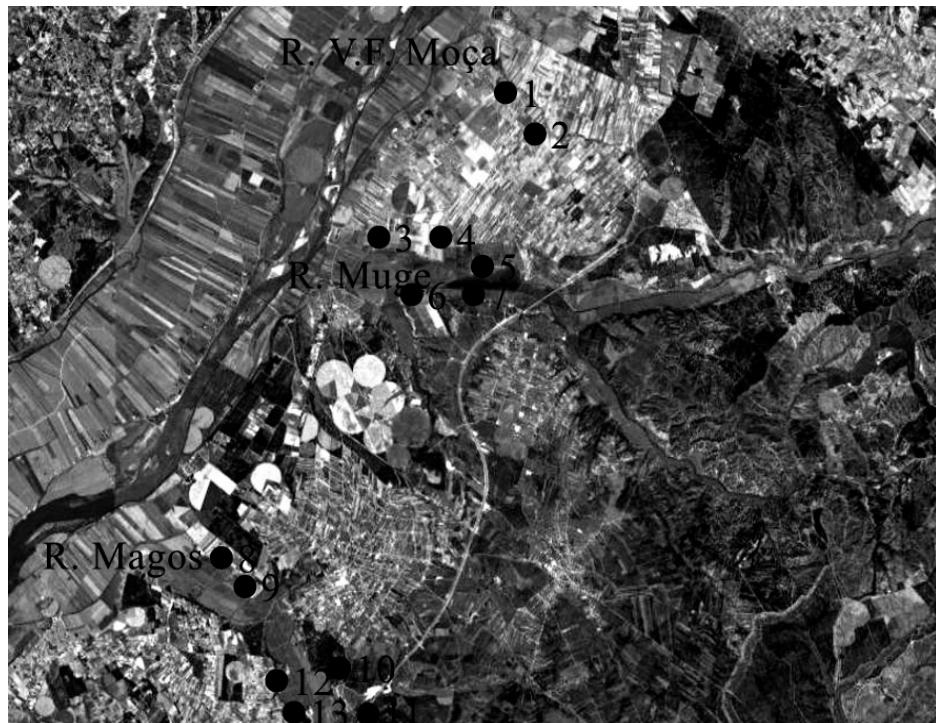


Figura 1. Mapa dos concheiros mesolíticos do Vale do Tejo. 1. Vale da Fonte da Moça I; 2. Vale da Fonte da Moça II; 3. Flor da Beira; 4. Fonte do Padre Pedro; 5. Cabeço da Arruda; 6. Moita do Sebastião; 7. Cabeço da Amoreira; 8. Cova da Onça; 9. Monte dos Ossos; 10. Magos de Cima; 11. Cabeço da Barragem; 12. Cabeço dos Morros; 13 Magos de Baixo.

Tabela 1. Valores em % da dieta marinha de amostras de esqueletos humanos dos concheiros de Muge.

Sítio	Proveniência	Código	cal BP 2σ	Idade #	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)	%dieta marinha
Cabeço da Amoreira	?	TO-11819-R	7690-8010		-16.3	-	50*
Cabeço da Amoreira	Esqueleto 7	Beta-127450	7430-7560		-16.5	11.9	48*
Cabeço da Amoreira	Base	TO-10218	7180-7430		-17.1	-	42*
Cabeço da Amoreira	níveis 2 e 3 (topo)	TO-10225	7320-7570		-20.1 -21.8	8.2 4.9	0* 0***
Cabeço da Amoreira	Esqueleto 7			AInd	-16.5	11.9	50**
Cabeço da Amoreira	Esqueleto 4			AInd	-15.7	12.7	59**
Cabeço da Amoreira	Esqueleto 6			AM	-14.8	12.5	69**
Cabeço da Amoreira	Esqueleto 8			AM	-15.6	12	60**
Cabeço da Arruda	Esqueleto 6	Beta-127451	8030-8400		-19.0	-	24*
Cabeço da Arruda	Base	TO-10216	7590-7830		-17.9	10.6	34*
Cabeço da Arruda	Esqueleto A	TO-354	7570-7830		-19.0	12.2	24*
Cabeço da Arruda	Esqueleto III	TO-360	7460-7910		-17.7	11.2	36*
Cabeço da Arruda	Esqueleto D	TO-355	7420-7660		-18.9	10.3	25*
Cabeço da Arruda	Topo	TO-10217	7260-7470		-18.1	10.5	32*
Cabeço da Arruda	Esqueleto N	TO-356	6720-7160		-15.3	12.5	59*
Cabeço da Arruda	Esqueleto 42	TO-359a	7480-7700		-17.2	11.8	41*
Cabeço da Arruda	Esqueleto 1			AInd	-15.7	12	59**
Cabeço da Arruda	Esqueleto 10			AJ	-17.2	11.2	42**
Cova da Onça	?	Beta-127448	7670-7860		-17.2	-	41*
Moita do Sebastião	Esqueleto 22	TO-131	7670-7950		-16.1	12.2	51*
Moita do Sebastião	Esqueleto 29	TO-133	7670-7940		-16.9	10.4	44*
Moita do Sebastião	Esqueleto 24	TO-132	7660-7940		-16.8	11.9	45*
Moita do Sebastião	Esqueleto 16	Beta-127449	6730-7830		-16.8	-	45*
Moita do Sebastião	Esqueleto 41	TO-134	7620-7930		-16.7	11.2	46*
Moita do Sebastião	Esqueleto CT	TO-135	7260-7550		-15.3	13.4	59*
Moita do Sebastião	Esqueleto 10			AM	-16.6	11.5	49**
Moita do Sebastião	Esqueleto 15			AJ	-16.2	-	53**
Moita do Sebastião	Esqueleto 31			AInd	-16.7	11.2	48**

* dados de Martins *et al.*, 2008.

** dados de Umbelino, 2006.

*** dados de Roksandic, 2006.

AInd (Adulto de idade indeterminada), AJ (Adulto Jovem), AM (Adulto de meia-idade).

REFERÊNCIAS

- ARNAUD, J. (1987) – Os concheiros mesolíticos dos vales do Tejo e do Sado: semelhanças e diferenças. *Arqueologia*, **15**:53-64.
- ARNAUD, J. (1989) – The Mesolithic communities of the Sado valley, Portugal, in their ecological setting. In *The Mesolithic in Europe. Third International Symposium* (C. Bonsall, ed.): 614-631. Edinburgh: John Donald.
- BICHO, N. (no prelo) – Sistemas de povoamento, subsistência e relações sociais dos últimos caçadores-recoletores do Vale do Tejo. *Estudos Arqueológicos de Oeiras*.
- GONÇALVES, C. (2009) – Modelos preditivos em SIG na localização de sítios arqueológicos de cronologia mesolítica no vale do Tejo. Tese de Mestrado em Arqueologia, Universidade do Algarve.
- JACKES, M. e C. MEIKLEJOHN, C. (2004) – Building a method for the transition of the Mesolithic-Neolithic transition in Portugal. *Documenta Praehistorica*, **31**:89-111.
- MARCHAND, G. (2005) – Interpretar as mudanças dos sistemas técnicos do Mesolítico final em Portugal. *O Arqueólogo Português*, Série IV, **23**:171-195.
- ROCHE, J. (1972) – Les amas coquilliers (concheiros) mésolithiques de Muge (Portugal). In *Die Anfänge des Neolithikums vom Orient bis Nordeuropa*. B. Köln: s.n. (Fundamenta, A/3), pp. 72-107.
- ROCHE, J. (1989) – Spatial organization in the Mesolithic sites of Muge, Portugal. In *The Mesolithic in Europe. Third International Symposium* (C. Bonsall, ed.): 607-613. Edinburgh: John Donald.
- ROCKSANDIC, M. (2006) – Analysis of burials from the new excavations of the sites Cabeço da Amoreira and Cabeço da Arruda (Muge, Portugal). *Do Epipaleolítico ao Calcolítico na Península Ibérica. Actas do IV Congresso de Arqueología Peninsular*, N. Bicho and H. Veríssimo (eds.), pp. 43-54. Faro: Universidade do Algarve.
- ROLÃO, J. (1999) – *Del Wurm final al Holocénico en el Bajo Valle del Tajo (Complejo Arqueológico Mesolítico de Muge)*. Dissertação de doutoramento, Universidad de Salamanca.
- UMBELINO, C. (2006) – Outros sabores do passado. As análises de oligoelementos e de isótopos estáveis na reconstrução da dieta das comunidades humanas do Mesolítico Final e do Neolítico/Calcolítico do território português. Dissertação de doutoramento. Universidade de Coimbra.
- UMBELINO, C., A. PÉREZ-PÉREZ, E. CUNHA, C. HIPÓLITO, M. FREITAS, e J. CABRAL (2007) – Outros sabores do passado: um novo olhar sobre as comunidades humanas mesolíticas de Muge e do Sado através de análises químicas dos ossos. *Promontoria*, **5**:45-90.



VII Reunião do Quaternário Ibérico, Faro 2009

APRESENTAÇÕES ORAIS

PRESENTACIONES ORALES



VII Reunião do Quaternário Ibérico, Faro 2009

Q1 – QUATERNÁRIO CONTINENTAL

Q1 – CUATERNARIO CONTINENTAL



VII Reunião do Quaternário Ibérico, Faro 2009

EVIDENCE FOR HOLOCENE ABRUPT CHANGES IN A STALAGMITE RECORD FROM EL PINDAL CAVE (ASTURIAS, N SPAIN)

A. Moreno^{1,2}, H. Stoll³, I. Cacho⁴, R. L. Edwards², E. Ito², M. Jiménez-Sánchez³, B. L. Valero-Garcés¹

¹ Instituto Pirenaico de Ecología –CSIC, Apdo. 202, 50080 Zaragoza. amoreno@ipe.csic.es; blas@ipe.csic.es
² Limnological Research Center, University of Minnesota, 310 Pillsbury Drive SE, Minneapolis, MN 55455 (EEUU)
moren079@umn.edu; edwar001@umn.edu; eito@umn.edu

³ Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, C/ Arias de Velasco, s/n 33005 Oviedo. hstoll@geol.uniovi.es; mjimenez@geol.uniovi.es

⁴ GRC Geociències Marínes, Universitat de Barcelona, C/Martí i Franqués, s/n 28080 Barcelona icacho@ub.es

ABSTRACT

Climate reconstruction during the Holocene requires paleoclimate archives with constrained chronologies and sensitive proxies able to respond to relatively small climate perturbations. Here we present a new Holocene record from a stalagmite obtained in El Pindal cave (Asturias, Spain) where both gradual and abrupt climate changes are observed. Short and rapid dry events appear as a response to reductions in deep water formation in the North Atlantic.

RESUMEN

La reconstrucción del clima durante el Holoceno requiere archivos paleoclimáticos de cronologías precisas y el uso de indicadores suficientemente sensibles para detectar los cambios climáticos relativamente pequeños de este periodo. Presentamos aquí un nuevo registro Holoceno obtenido de una estalagmita de la cueva El Pindal (Asturias, España) donde se observan tanto los cambios climáticos graduales como rápidos. Varios eventos cortos caracterizados por un clima seco aparecen como una respuesta al debilitamiento de la formación del agua profunda en el Atlántico Norte.

INTRODUCTION

The Holocene in southern Europe and in the Mediterranean region was habitually considered a stable period characterized by wetter conditions during the early Holocene and a progressive aridification after 5.5–4.5 ka BP (JALUT *et al.*, 2000), coincident with the end of the African Humid Period (AHP) (DEMENOCAL *et al.*, 2000). Recently, rapid oscillations in both temperature and precipitation were detected in marine (BOND, 1997) and continental records (MAGNY *et al.*, 2003) and were even modelled (RENSSEN *et al.*, 2007). Latest paleoclimate studies in the Iberia Peninsula have found similar abrupt climate changes (FRIGOLA *et al.*, 2007; MORELLÓN *et al.*, 2008) that correlate, within dating uncertainties, with the Rapid Climate Changes (RCC) defined by MAYEWSKI *et al.*, (2004) after compiling records all over the world. However, although it is clear now that the Northern Iberian Peninsula responded to the North Atlantic rapid climatic changes during the Holocene, the forcing mechanisms that transfer the signal and how marine and terrestrial systems responded remain unknown. To address those questions, we studied a stalagmite record obtained at El Pindal cave in Asturias (N Spain) covering the time period since the beginning of the Holocene to 4 ka BP. The stable isotope profiles ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) together with trace metal ratios (Mg/Ca, Ba/Ca, Sr/Ca) allow reconstruction of climate variability and abrupt changes in the northern Iberian Peninsula and to compare them with other paleoclimate records from the area.

CLIMATIC CHARACTERIZATION

The study area is characterized today by Atlantic climate, i.e., high annual precipitation (about 1000mm) due to the proximity to the ocean, occurring mainly in winter. Winters are mild and summers are cool with a very small annual temperature

range (ca. 13°C). Rainfall is mainly associated with mid-latitude storms from the Atlantic Ocean. Much of the present day climate variability in this region on a decadal timescale has been linked to a natural mode of atmospheric pressure variation, the North Atlantic Oscillation (NAO; TRIGO *et al.*, 2004)). The measurement of chemical and isotopic composition of both dripwater in the cave and rainfall has allowed us to confirm the influence of the NAO in the precipitation. The high correlation ($r^2=0.83$) between positive NAO index and less negative oxygen isotopes of rainfall samples was confirmed (MORENO *et al.*, in press). Correlation between NAO index and amount of precipitation is much lower (0.3).

Pindal Cave (4°30'W, 43°23'N) is located in the eastern of Asturias (NW Spain). The cave is 590m long (314m open to guided tours), trends east-west and opens in a large entrance 24 m above sea level a short distance (<10m) back from the modern sea cliff. The cave is developed in a karstic massif composed of Carboniferous Limestone of the Barcaliente Formation. Speleothem deposition in the cave dates from at least 166 kyr BP, the age of the oldest flowstone in the main cave gallery (JIMÉNEZ-SÁNCHEZ *et al.*, 2006).

RESULTS

Chronology. Although sixteen U-Th dates were obtained for MAR, only nine are used for the age model, discarding seven dates from the lowermost 4cm since some inversions were detected probably related to high ^{232}Th content or to alterations of the closed system behaviour (Table 1). The age model was constructed by linear interpolation between the available U/Th data (Figure 1). The presented record of MAR (4 to 47cm) grew continuously with growth rates ranging from 19 to 68 mm/year from 11.6 to 4.5 ka BP.

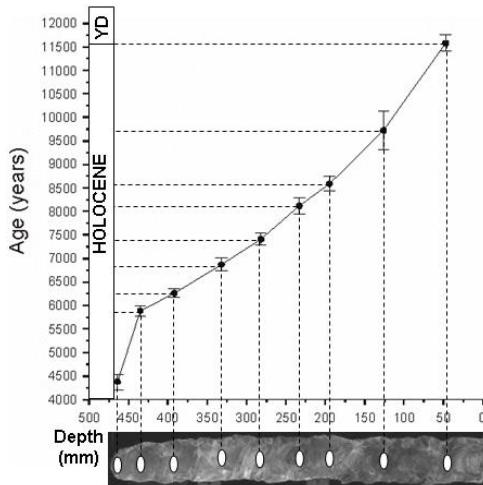


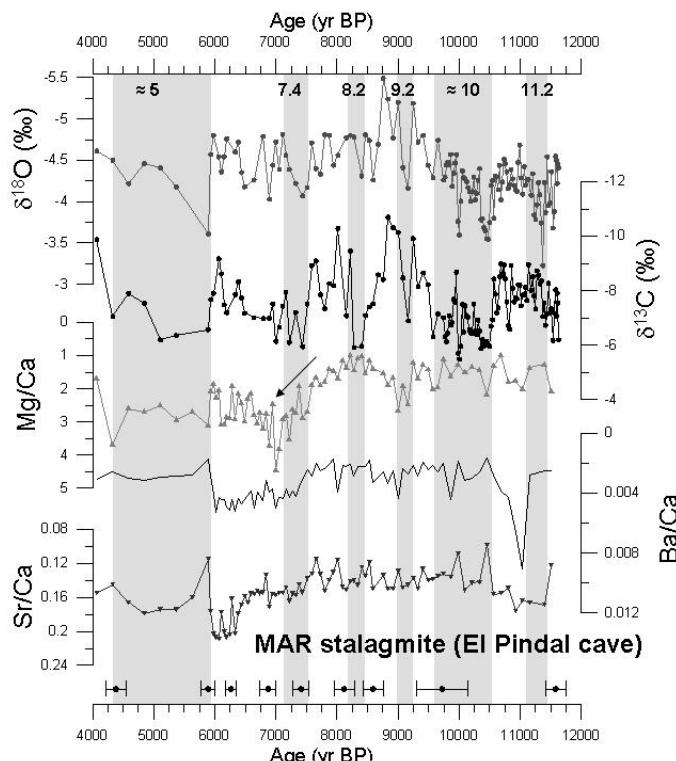
Figure 1. Plot of depth (mm) versus age (years BP) for stalagmite MAR. Error bars indicate 2σ error in the dates. The scanned image of CAN is shown with the position of the U-Th drilled samples.

Table 1. The chronology of MAR stalagmite from El Pindal cave was obtained by U-Th following the procedures described in (EDWARDS *et al.*, 1987) using a Finnigan ELEMENT ICP-MS at the University of Minnesota.

Sample ID	^{238}U ppb	$\delta^{234}\text{U}$	$[^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}]$ activity	$[^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}]$ ppm	Age uncorrected	Age corrected	$\delta^{234}\text{U}_{\text{initial}}$ corrected	Depth mm
MAR-C2	117 \pm	228. \pm	0.1245 \pm	1520.9 \pm 43	11,61 \pm 170	11,5 \pm	235. \pm	47
MAR-A3	139 \pm	182. \pm	0.1020 \pm	488.8 \pm 21	9,805 \pm 414	9,72 \pm	187. \pm	126
MAR-A4	213 \pm	146. \pm	0.0873 \pm	1493.9 \pm 47	8,615 \pm 165	8,59 \pm	150. \pm	195
MAR-C3	117 \pm	143. \pm	0.0827 \pm	626.8 \pm 17	8,173 \pm 167	8,11 \pm	147. \pm	233
MAR-B3	215 \pm	124. \pm	0.0740 \pm	11635. \pm	7,413 \pm 126	7,41 \pm	127. \pm	282
MAR-A5	264 \pm	128. \pm	0.0693 \pm	995.8 \pm 25	6,902 \pm 130	6,87 \pm	130. \pm	332
MAR-B4	286 \pm	120. \pm	0.0627 \pm	5043.9 \pm 277	6,269 \pm 86	6,26 \pm 86	122. \pm	392
MAR-C4	171 \pm	122. \pm	0.0593 \pm	1039.8 \pm 38	5,915 \pm 113	5,89 \pm	124. \pm	435
MAR-t	171 \pm	102. \pm	0.0445 \pm	168.3 \pm 6	4,496 \pm 153	4,38 \pm	103. \pm	464

Stable isotopes. A high variability in the isotopic values is observed considering that we are investigating the “stable” Holocene interval (7‰ in $\delta^{13}\text{C}$; 2.5‰ in $\delta^{18}\text{O}$) and both isotopic profiles appear very similar (Figure 2). Previous interpretation of stable isotopes in this cave (MORENO *et al.*, in press) allows correlating higher values to dry and/or cold climate. The Early Holocene is characterized by a trend towards lower values that remain constant from 9 to 6 ka and increase afterwards, coeval with the end of the AHP. Superimposed to this gradual variation, several abrupt changes are detected as higher isotopic values at 5, 7.4, 8.2, 9.2, 10, 10.5 and 11.2 ka BP pointing to drier and/or colder climate.

Trace metals. Since Pindal is right on current coast, mass balance for Pindal drips suggests that currently about 80% of Mg could be from seasalt aerosols. The increase in Mg/Ca starting at 8 ka BP is thus potentially attributable to sea level rise.



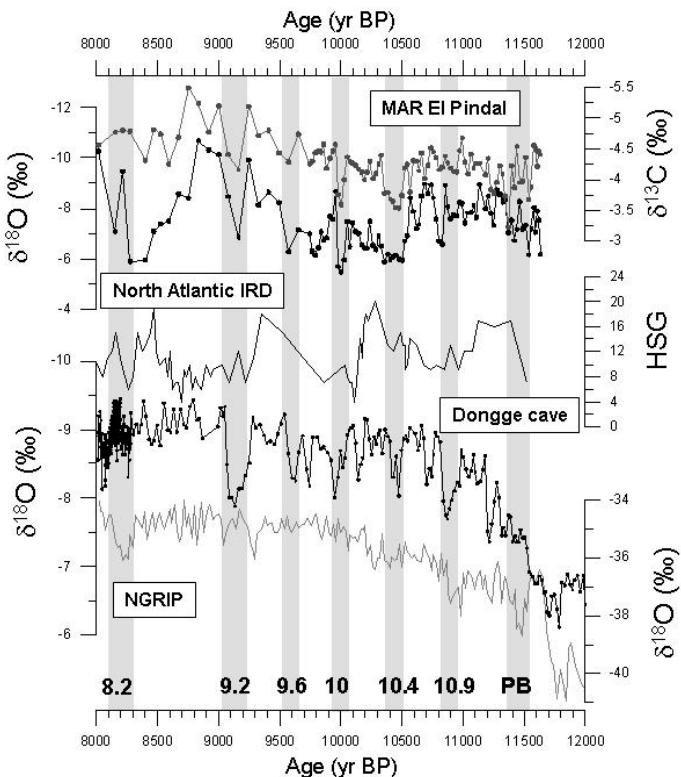
On the other hand, Sr/Ca and Ba/Ca ratios show maximum values at 7500-6000 ka, coinciding with the most recent humid period in North Africa (DEMENOCAL *et al.*, 2000). Sr and Ba are associated with greater vegetation (eg mobilization of Ba by organic chelates), and faster driprate (increasing Sr). Although not so evident as the isotopic profiles, trace elements, particularly Sr, also show higher values at 5, 8.2, 9.2, 10 and 11.2 ka BP.

Figure 2. Plot versus age of the main data from MAR stalagmite. Note that all records are plotted with reversed y-axis, thus vertical grey bands mark higher values.

HOLOCENE RAPID CLIMATE VARIABILITY

For the interval between the Younger Dryas to 8 ka ago, there are several cold events defined in Greenland ice cores (Figure 3). Some of them are clearly observed in Dongge Cave (China) (DYKOSKI *et al.*, 2005) and interpreted as weak monsoon events related to the occurrence of outburst floods (TELLER *et al.*, 2002), affecting the salinity of the North Atlantic, heat transport into the North Atlantic region, and the monsoon, through atmospheric teleconnections. In the MAR record those events correspond with more positive values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ pointing to dry and cold climate.

Figure 3. Comparison of isotopic records from MAR sample (El Pindal cave, Asturias, Spain) with the percentage of hematite-stained grains (HSG) as indicators of North Atlantic ice-raftered debris (BOND et al., 1997), the $\delta^{18}\text{O}$ profile from Dongge Cave in China (DYKOSKI et al., 2005) as a proxy for the Asian monsoon and the $\delta^{18}\text{O}$ variability measured in NGRIP Greenland ice core (RASMUSSEN et al., 2007). Grey vertical bands mark the Greenland events, including the Preboreal Oscillation (PB).



The inferred climatic signal from the studied Northern Iberian speleothem supports the interpretation of North Atlantic Deep Water reduction events during the Holocene with the consequent decrease in the heat transport to Europe and, particularly, to our study area in Northern Iberian Peninsula.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study is supported by a grant from the Spanish Ministry of Education and Science (CAVECAL: MEC CGL2006-13327-Co4-02) and GRACCIE-Consolider (CSD2007-00067). A. Moreno acknowledges fellowships from the European Comission's Sixth Framework Program (Marie Curie Fellowship 021673 IBERABRupt) and from the Spanish Ministry of Science through the "Ramón y Cajal program".

REFERENCES

- BOND, G., SHOWERS, W., CHESEBY, M., LOTTI, R., ALMASI, P., DE MENOCAL, P., PRIORE, P., CULLEN, H., HAJDAS, I., AND BONANI, G. (1997). A pervasive millenial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* **278**, 1257-1266.
- BOND, G., SHOWERS, W., CHESEBY, M., LOTTI, R., ALMASI, P., DEMENOCAL, P., PRIORE, P., CULLEN, H., HAJDAS, I., BONANI, G. (1997). A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial climates. *Science* **278**, 1257-1266.
- DEMENOCAL, P., ORTIZ, J., GUILDERSON, T. P., AND SARNTHEIN, M. (2000). Coherent high- and low-latitude climate variability during the Holocene warm period. *Science* **288**, 2198-2202.
- DYKOSKI, C. A., EDWARDS, R. L., CHENG, H., YUAN, D., CAI, Y., ZHANG, M., LIN, Y., QING, J., AN, Z., AND REVENAUGH, J. (2005). A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth and Planetary Science Letters* **233**, 71-86.
- EDWARDS, R. L., CHEN, H., AND WASSERBURG, G. J. (1987). 238U-234U-230Th-232Th systematics and the precise measurements of time over the past 500 kyr. *Earth and Planetary Science Letters* **81**, 175-192.

- FRIGOLA, J., MORENO, A., CACHO, I., CANALS, M., SIERRO, F. J., FLORES, J. A., GRIMALT, J. O., HODELL, D. A., AND CURTIS, J. H. (2007). Holocene climate variability in the western Mediterranean region from a deepwater sediment record. *Paleoceanography* **22**.
- JALUT, G., AMAT, A. E., BONNET, L., GAUQUELIN, T., AND FONTUGNE, M. (2000). Holocene climatic changes in the Western Mediterranean, from south-east France to south-east Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **160**, 255-290.
- JIMÉNEZ-SÁNCHEZ, M., BISCHOFF, J. L., STOLL, H., AND ARANBURU, A. (2006). A geochronological approach for cave evolution in the Cantabrian Coast (Pindal Cave, NW Spain). *Z. Geomorph. N. F.* **147**, 129-141.
- MAGNY, M., BÉGEOT, C., GUIOT, J., AND PEYRON, O. (2003). Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quaternary Science Reviews* **22**, 1589-1596.
- MAYEWSKI, P. A., ROHLING, E. J., STAGER, J. C., KARLÉN, W., MAASCH, K. A., MEEKER, L. D., MEYERSON, E. A., GASSE, F., VAN KREVELD, S. A., HOLMGREN, C. A., LEE-THORP, J. A., ROSQVIST, G., RACK, F., STAUBWASSER, M., SCHNEIDER, R AND STEIG, E. J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research* **62**, 243-255.
- MORELLÓN, M., VALERO-GARCÉS, B. L., MORENO, A., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., MATA, P., ROMERO, O., MAESTRO, M., AND NAVAS, A. (2008). Holocene palaeohydrology and climate variability in Northeastern Spain: the sedimentary record of lake Estanya (Pre-Pyrenean range). *Quaternary International* **181**, 15-31.
- MORENO, A., STOLL, H. M., JIMÉNEZ-SÁNCHEZ, M., CACHO, I., VALERO-GARCÉS, B., ITO, E., AND EDWARDS, L. R. (in press). A speleothem record of rapid climatic shifts during last glacial period from Northern Iberian Peninsula. *Global and Planetary Change*.
- RASMUSSEN, S. O., VINther, B. M., CLAUSEN, H. B., AND ANDERSEN, K. K. (2007). Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews* **26**, 1907-1914.
- RENSSEN, H., GOOSSE, H., AND FICHEFET, T. (2007). Simulation of Holocene cooling events in a coupled climate model. *Quaternary Science Reviews* **26**, 2019-2029.
- TELLER, J. T., LEVERINGTON, D. W., AND MANN, J. D. (2002). Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews* **21**, 879-887.
- TRIGO, R. M., POZO-VÁZQUEZ, D., OSBORNE, T., CASTRO-DÍEZ, Y., GÓMIZ-FORTIS, S., AND ESTEBAN-PARRA, M. J. (2004). North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian peninsula. *International Journal of Climatology* **24**, 925-944.

FRONTEIRA PLIOCÉNICO-PLISTOCÉNICO: ESTUDO DE CASO NAS FORMAÇÕES DETRÍTICAS DO ALGARVE

D. Moura^{1,2}, T. Boski^{1,2}, C. Veiga-Pires^{1,2}, J. Mariano²

¹Centro de Investigação marinha e Ambiental - CIMA. Universidade do Algarve (Email: dmoura@ualg.pt)

²Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade do Algarve

ABSTRACT

The Algarve's post Neogene sedimentation was mainly clastic and the lack of precise chronological data makes it really hard to establish the Neogene - Quaternary boundary (NQB). We are proposing in this work to match the NQB with the Gauss-Matuyama polarity inversion. According to the magnetostratigraphic and facies interpretation data, that inversion occurred when sea level was falling, probably due to major glaciation's onset in the Northern hemisphere.

RESUMO

Na região do Algarve, a sedimentação pós Miocénico foi quase exclusivamente detritica e a escassez de horizontes cronológicos torna muito difícil posicionar a fronteira Neogénico-Quaternário (FNQ). Com base na magnetostratigrafia e na interpretação das fácies sedimentares, propõe-se no presente trabalho que seja considerada como FNQ a inversão de polaridade Gauss-Matuyama, uma vez que ocorre no seio de um sistema regressivo que poderá corresponder à instalação de condições de glacial no Hemisfério Norte.

INTRODUÇÃO

A fronteira entre o Neogénico e o Quaternário (FNQ) deverá corresponder, tal como definido pela Comissão para a Fronteira Plio-Plistocénico em 1948, ao início das glaciações no Hemisfério Norte - HN (AGUIRRE & PASINI, 1985). A International Union of Quaternary Research (INQUA), propôs, em 2007, que o limite inferior do Período Quaternário fosse posicionado aos 2,6 Ma englobando o Gelasiano (actualmente Pliocénico). Porém, apesar dos vários proxies (marinhos e continentais) indicarem que as glaciações no HN se iniciaram muito antes dos 1.81 Ma, a FNQ continua assinalada na tabela geocronológica global aos 1.81 Ma (idade astronomicamente calibrada). É presentemente aceite que, as condições de pleni-glacial foram atingidas no Hemisfério Norte (HN) entre os 3,0 e os 2,7 Ma (e.g., SARNTHEIN et al., 2009, ANADÓN et al., 2002, LEROY & DUPONT, 1996). Condições de extrema aridez associadas a períodos de glacial, ocorreram aos 2,6, 2,53 e 2,49 Ma (Estádios Isotópicos 104, 100 e 98 respectivamente), sucedendo-se a fases quentes e húmidas, num padrão climático em tudo semelhante ao definido para o Quaternário, com ciclos de glacial-interglacial (LEROY & DUPONT, 1997). Na Península Ibérica, a alternância entre estepe e floresta a partir dos 2,6 Ma, traduz o início do referido padrão climático (JIMÉNEZ-MORENO et al., 2009).

O presente trabalho tem como objectivo o desafio de posicionar a FNQ numa série sedimentar quase exclusivamente siliciclástica, com espessura máxima de 40 m nos locais onde o substrato miocénico se encontra subsidiado. A dificuldade desta tarefa está bem expressa na cartografia geológica do Algarve, onde, as formações detriticas pós-miocénicas são indicadas como Plio-Plistocénico indiferenciado. O caso de estudo que apresentamos é a secção exposta na arriba litoral entre Olhos de Água e Vilamoura.

MATERIAL E MÉTODOS

Foram recolhidas amostras ao longo de perfis verticais na arriba litoral entre Olhos de Água e Vilamoura, para análises granulométricas, mineralógicas e paleomagnéticas. Na caracterização mineralógica, foi analisado o cortejo de minerais

pesados após separação em líquido denso e no separador magnético Frantz. Os grãos de zircão foram analisados por ablação laser e datados por U-Th. Os minerais de argila foram identificados por difracção de RX. Para o estudo paleomagnético, as amostras (total de 65) foram consolidadas *in situ* e retirados blocos orientados, cujo tamanho foi posteriormente reduzido. A magnetização natural remanescente de cada amostra foi determinada num magnetómetro criogénico supercondutor 2G Enterprisis de sensor SQUID.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Cronologia

Em discordância erosiva sobre os calcarenitos do Serravaliano, assentam siltes arenosos micácios (unidade A, Figura 1) com depósitos de fácies glauconítica. As datações radiométricas K-Ar obtidas nestes depósitos, forneceram idade entre 7.54 ± 0.27 e 8.15 ± 0.29 Ma. Assim, é provável que esta unidade seja contemporânea da base da Formação de Cacela tal como sugerido por CACHÃO *et al.* (1998).

Embora a correlação entre zonas de polaridade obtidas numa sequência litológica e a Escala Temporal Global de Polaridade (GPTS) possa ser utilizada para datar essa sequência, a magnetostratigrafia não é um método de datação independente. Também, o sucesso da sua utilização depende da qualidade dos dados paleomagnéticos. A ocorrência de sedimentos grosseiros na sequência sedimentar detrítica exposta em Olhos de Água, inviabilizou a determinação da paleopolaridade em porções significativas do perfil. Porém, uma das claras inversões de geopolaridade foi por nós interpretada como sendo a inversão Gauss-Matuyama (Figura 1), com base no enquadramento estratigráfico e na datação obtida num fóssil de ostra pelo método $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (PAIS *et al.*, 2000).

*Arquitectura das fácie*s

Ciclotema é um conjunto de unidades litológicas geradas em ambientes costeiros, durante um determinado contexto eustático e/ou tectonoeustático (BATES & JACKSON, 1980). Os ciclotemas individuais agrupam-se em megaciclos e, o hemi-megacíclo transgressivo iniciado no Messiniano Superior, termina aos 3 Ma, data a partir da qual se inicia o hemi-megacíclo superior regressivo (HARDENBOL *et al.*, 1998).

Na série detrítica de Olhos de Água, as unidades A-B-C (Figura 1) correspondem a deposição fluvio-marinha contemporânea da ampla subida do nível médio do mar - NMM (+100m). Com a sucessiva subida do NMM, a área de fornecimento sedimentar foi sendo drasticamente reduzida e ocorreram frequentes episódios erosivos, com reciclagem sucessiva de material, testemunhados pelos recorrentes níveis conglomeráticos. A proveniência do sedimento para o sistema, dificilmente seria justificável no presente contexto geomorfológico do Algarve, pelo que, a principal fonte sedimentar deve atribuir-se às formações detríticas do Cretácico e do Triássico. De facto, estas sofreram em quase todo o Algarve uma inversão de relevo, correspondendo presentemente aos vales mais extensos da região. A presença de feldspato de grão grosso e de calhaus de dolerito, bem como de ilite e biotite na fracção argilosa, apontam para a faixa vulcana-sedimentar como uma importante fonte sedimentar para o litoral. Ainda, o elevado grau de arredondamento e a coloração dos grãos de zircão são atributos compatíveis com o facto de as formações do Cretácico e do Triássico terem sido uma das fontes do sedimento (VEIGA-PIRES *et al.*, 2007).

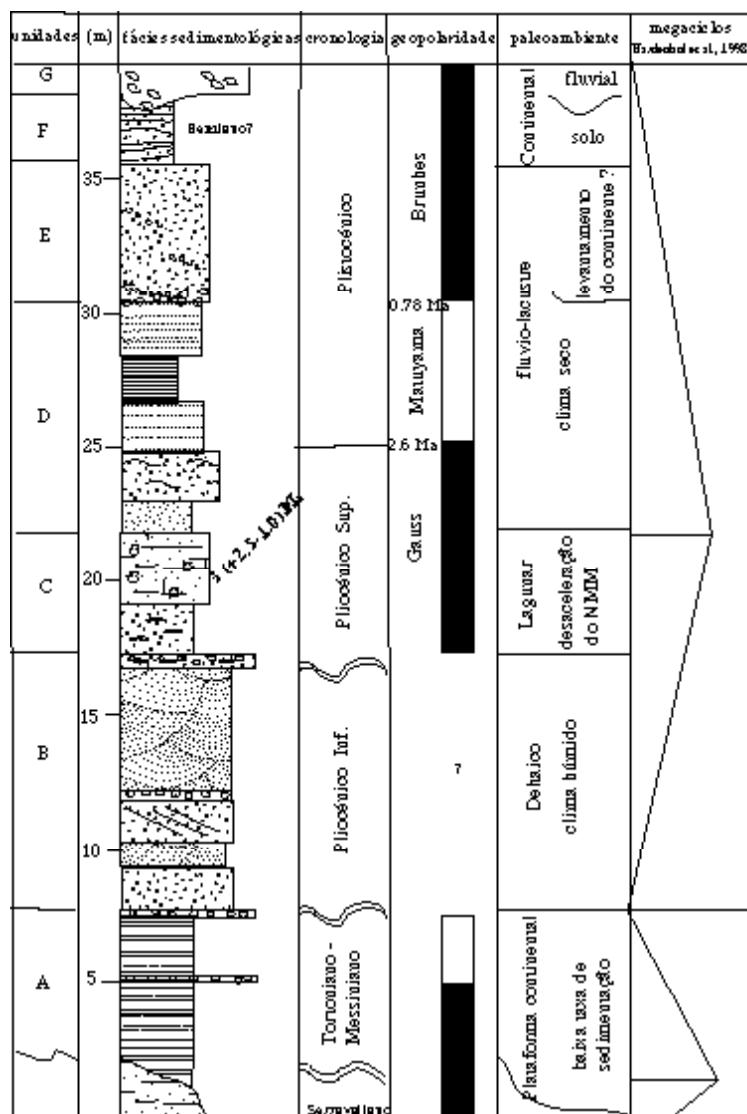


Figura 1. Série sedimentar exposta na arriba litoral de Olhos de Água

O hemi-megaciclo superior, regressivo (unidades D-G), inicia-se com sedimentos de fácie fluvio-lacustre, contemporâneos da instalação das condições de pleni-glacial no HN cerca dos 2.7 Ma. A principal área de recrutamento sedimentar foi a Serra Algarvia, constituída por rochas de fácie flysh. O levantamento do território pode ter sido responsável pela exposição de áreas mais vastas à meteorização como o indica a elevada quantidade de argila com óxidos de Fe que constitui a matriz desta unidade arenosa. Também, a predominância de andaluzite e estaurolite na fracção pesada, aponta como rocha parental os xistos de médio grau de metamorfismo expostos na Serra (VEIGA-PIRES *et al.*, 2007).

Sobre o constrangimento temporal das duas unidades superiores (F e G, Figura 1) apenas podemos especular: (i) poderá o silte pedolizado (unidade F) corresponder aos solos do tipo mediterrânico desenvolvidos durante o Eemiano?, (ii) As areias muito grosseiras e grosseiras, vermelhas, com seixo redondo de quartzito (unidade G) corresponderão ao Último Glacial (Estádios Isotópicos Marinhos 4 a 2)? Esta unidade

testemunha a instalação de uma rede de drenagem mal hierarquizada de elevada capacidade de migração lateral característica de climas áridos (MOURA & BOSKI, 1999).

CONCLUSÕES

1- Face ao carácter essencialmente detrítico das formações pós miocénicas na região do Algarve e à escassez de horizontes cronológicos precisos, o posicionamento da fronteira Neogénico-Quaternário é extremamente difícil de estabelecer;

2- Propõe-se que seja considerada a inversão de polaridade Gauss-Matuyama como a fronteira Neogénico-Quaternário, uma vez que ocorre próximo do início do período regressivo atribuível ao início das glaciações no HM.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi suportado pela FCT através do financiamento plurianual do Centro de Investigação Marinha e Ambiental e do projecto CHYNA (POCTI/CTA/48375/2002).

REFERÊNCIAS

- AGUIRRE,E., PASINI, G. (1985). The Pliocene-Pleistocene Boundary. *Episodes*, **8**, 2, 116-120
- ANADÓN, P., BURJACKS, F., MARTÍN, M., RODRIGUEZ-LÁZARO, J., ROBLES, F., UTRILLA, R., VÁZQUEZ, A. (2002). Paleoenvironmental evolution of the pliocene Villarroya Lake, Northern Spain. A multidisciplinary approach. *Sedimentary Geology*, **148**, 9-27.
- BATES, R.L., JACKSON, J.A. (1980). *Glossary of Geology* (2nd edition). Bates, R.L., Jackson, J.A. (Eds.), Falls Church (Publ.)-Amer. Geol. Inst., 751p.
- CACHÃO, M., BOSKI, T., MOURA, D., DIAS, R., SILVA, C., SANTOS, A., PIMENTEL, N., CABRAL, J. (1998) - Proposta de articulação das unidades sedimentares neogénicas quaternárias do Algarve (Portugal). Comun. Inst. Geol. e Mineiro, ACTAS do V Congresso Nacional de Geologia, Lisboa, A-169-A172.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., JACQUIN, TH., GRACIANSKY, P.C., VAIL,P.R. (1998). Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framwork of European basins. In: Graciansky, P.C, Hardenbol, J., Jacquin, Th., Vail, P.R., Mesozoic-Cenozoic sequence stratigraphy of European basins, SEPM Special Publications, **60**, 3-13, 763-781.
- JIMÉNEZ-MORENO, G., FAUQUETTE, S., SUC, J-P. (2009). Miocene to Pliocene vegetation reconstruction and climate estimates in the Iberian Peninsula from pollen data. *Palaeobotany & Palynology*, doi: 10.1016/j.revpalbo.2009.08.001
- LEROUX, S.A.G., DUPONT, L.M. (1997). Marine palynology of the ODP site (N-W África) and its contribution to the stratigraphy of Late Pliocene. *Geobios*, **30**, 3: 351-359.
- MOURA, D., BOSKI, T. (1999) - Unidades litoestratigráficas do Pliocénico e Plistocénico no Algarve. Comun. Inst. Geol. e Mineiro, t.86, pp. 85-106.
- PAIS, J., LEGOINHA, P., ELDERFIELD, H., SOUSA, L., ESTEVENS, M. (2000). The neogene of Algarve (Portugal). Ciências da Terra (UNL), Lisboa, **14**, 277-288.
- SARNTHEIN, M., BARTOLI, G., PRANGE, M., SCHMITTNER, A., SCHNEIDER, B., WEINELT, M., ANDERSEN, N., GARBE-SCHONBERG, D. (2009). Mid-Pliocene shifts in ocean overturning circulation and the onset of Quaternary-style climates. *Climate of the Past*, **5**, 269-283
- VEIGA-PIRES, C., MOURA, D., RODRIGUES, B., MACHADO, N., CAMPO LEIF, SIMONETTI, A. (2007). Provenance of Quaternary sands in the Algarve (Portugal) revealed by U-Pb ages of detrital zircon. In: Nichols, G., Williams, E., Paola, C. (Eds)- *Sedimentary Processes, Environments and Basins: a Tribute to Peter Friend Special Publication-International Association of Sedimentologists*, Blackwell (Publ.), **38**, 327-340

O FUTURO DAS COSTAS ROCHOSAS NO ALGARVE INFLUÊNCIA DA HERANÇA GEOMORFOLÓGICA

S. Gabriel¹, D. Moura¹, J. Viegas², C. Veiga-Pires¹

¹Centro de Investigação Marinha e Ambiental-CIMA, Universidade do Algarve, Campus de Gambelas (Email: smgabriel@ualg.pt)

²Instituto Superior de Engenharia, Universidade do Algarve, Campus da Penha

ABSTRACT

Wave climate and tidal range are important morphogenetic factors and the most important source of energy on rocky coasts. Aerial weathering weakens the rocks' mechanical strength and, mass rocks' attributes determine the rate and extension of cliffs' erosion. Morphological inheritance from UMI, lithological variability and the intensity of fracturation are the first order factors controlling the coastal morphology and cliff's recession in the Algarve. In carbonate coasts as the Algarve rocky shore, cliffs retreat is highly favoured by the development of chemo and bio karst. In several sectors, erosion rate was higher than today, between ca. 6 and 3 ky and, due to a self-regulation mechanism it is expectable its increase in a near future.

RESUMO

As costas rochosas evoluem sob a acção conjugada de processos marinhos e aéreos, sendo a sua magnitude e rapidez, dependente de factores intrínsecos às propriedades de massa das rochas. Na costa rochosa meridional do Algarve, a herança morfológica do Último Máximo Interglacial (UMI), a variabilidade litológica e a intensidade da fracturação, a par com a subida do nível médio do mar (NMM), são os principais factores que determinam o presente comportamento das arribas litorais e a sua evolução futura a curto prazo. A taxa de erosão foi no passado superior à presente, sendo expectável que venha a aumentar rapidamente num futuro próximo, devido a um processo de auto-regulação.

INTRODUÇÃO

À excepção das costas primitivas, as costas evoluídas, como o são a maioria das costas rochosas em todo o mundo, evoluem sob a acção de processos marinhos potenciados pela meteorização aérea (COQUE, 1998). Os aspectos morfológicos mais conspícuos das costas rochosas são as arribas litorais e as plataformas de abrasão. A conexão entre estes dois elementos pode ser marcada por uma sapa resultante do ataque das ondas à base da arriba. O aprofundamento das sapas é responsável por 42% dos movimentos de massa que ocorrem nos calcarenitos nas arribas litorais entre Lagos e Olhos de Água (MARQUES, 2008). Os atributos morfológicos como o perfil da arriba e as dimensões das plataformas de abrasão, são o balanço entre a resistência mecânica das rochas e o ataque pelas ondas (e.g., DUPERRET *et al.*, 2005). A resistência mecânica das rochas é por sua vez influenciada pela textura, estrutura, densidade e orientação das fracturas, continuada humidificação e secura e pelo desenvolvimento de químico e biocarso (e.g., MOURA *et al.*, 2006).

MATERIAL E MÉTODOS

Foi realizada cartografia de pormenor com recurso a DGPS, dos aspectos morfológicos do sector costeiro entre as praias da Galé e de Olhos de Água. Foram estudados perfis litológicos das arribas e colhidas amostras para estudo sedimentológico e determinação do teor em CaCO_3 . Este, foi calculado por diferença de peso antes e após digestão em HCl a 30%. Foram avaliadas as propriedades físicas (massa volúmica seca e saturada, porosidade e absorção de água), a resistência mecânica (ensaio com martelo de Schmidt e ensaio de carga pontual) e a durabilidade (ensaio de desgaste em meio húmido

- “Slake Durability Test”) dos materiais rochosos. Foi medida a orientação das fracturas e o seu espaçamento.

ENQUADRAMENTO GEOMORFOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO

O sector litoral objecto de estudo do presente trabalho, localiza-se entre Porto de Mós (W de Lagos) e Olhos de Água, correspondente ao litoral de arribas rochosas que expõe a Formação Carbonatada de Lagos-Portimão na costa meridional do Algarve. É uma costa extremamente crenulada com cabos e pontas protegendo baías e enseadas com praias arenosas associadas à desembocadura de rios e ribeiras.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Herança morfológica

A evolução do litoral ao longo do Neogénico e do Quaternário, produziu uma linha de costa sinuosa que intercepta diferentes paleoambientes litorais (Figura 1), variando desde paleofácies de plataforma continental (calcários fossilíferos e calcários micríticos), até a rochas de praia representadas por arenitos fracamente cimentados. Durante o UMI a erosão diferencial acentuou o crenulado da linha de costa que recuou mais facilmente nos sectores onde as rochas são mais brandas ou nos paleovalés preenchidos por arenitos muito friáveis, formando enseadas (Figura 1). Este mecanismo foi invertido por retroacção negativa, isto é, as enseadas passaram a estar mais abrigadas do ataque directo das ondas, mantendo praias arenosas no sopé, enquanto que, as pontas rochosas mais resistentes, ficaram expostas à acção das ondas. Em consequência, as arribas que limitam enseadas passaram a evoluir em meio aéreo, enquanto que as arribas avançadas ao mar evoluíram condicionadas por processos marinhas. A morfologia cársica é um aspecto notável da paisagem litoral da área de estudo e um dos parâmetros responsáveis pela instabilidade das arribas.

Controle litológico da morfologia cársica

A extensão vertical das cavidades cársicas litorais, está relacionada com a resistência química das rochas, com o clima, com a circulação de água subterrânea e com o NMM. O aparelho cársico na área de estudo, é controlado pelas camadas siltíticas (da Formação Carbonatada Lagos-Portimão) de baixa permeabilidade, que constituem a base do carso. O elevado fluxo da água doce dos aquíferos que escoa para o litoral, gera numerosas ressurgências - os olhos de água, no contacto com as referidas camadas siltíticas. O químiocarso resultante da dissolução dos carbonatos pela água doce, é responsável pela intricada rede de tinas de dissolução nas plataformas de abrasão, que, em conjunto com o biocarso contribui para o seu desmantelamento.

Controle estrutural da morfologia costeira

A atitude e espessura das camadas são factores que influenciam a vulnerabilidade das arribas ao ataque das ondas, bem como a própria morfologia costeira. Por exemplo, são as camadas horizontais ou sub-horizontais as que mais facilmente propiciam a génesis de sapas e grutas, bem como as plataformas de abrasão mais largas. Na área de estudo, o grau de fracturação correlaciona-se positivamente com a ocorrência de grutas e leixões e negativamente com a ocorrência de plataformas de abrasão. Nos sectores onde o grau de fracturação é mais elevado, a instabilidade das arribas é tal, que, a contínua queda de blocos não favorece a formação de plataformas de abrasão, pelo que, estas são substituídas no sopé das arribas por caos de blocos.

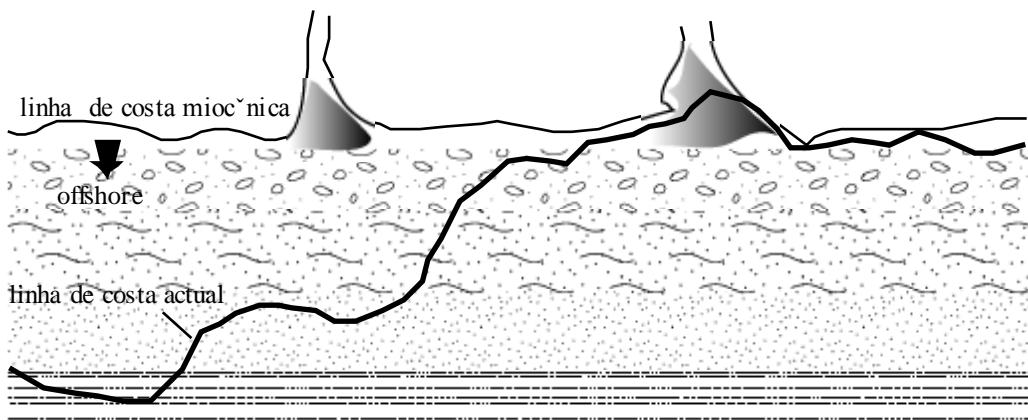


Figura 1. Esquema exemplificativo da variabilidade litológica ao longo da linha de costa actual.

Evolução Holocénica

Na área de estudo, as arribas recuaram a uma taxa de 1-2 cm/ano, entre 1947 e 1992 (MARQUES, 1997), sendo a litologia e a intensidade da carsificação, os factores de primeira ordem no controle da erosão (BEZERRA, 2008; NUNES *et al.*, 2009). Se tomarmos aquele valor como referência, teriam sido necessários ca. 20 ka para construir plataformas de abrasão com a largura medida no campo (valor máximo = 420m). Uma vez que o NMM atingiu cota próxima da actual, somente a partir do 5 ka, a taxa de recuo das arribas foi necessariamente várias ordens de grandeza superior à actual, entre os ca. 5 ka e os ca. 3 ka (Figura 2A, B). Em consequência, verificou-se o rápido alargamento das plataformas de abrasão que passaram a funcionar como barreira dissipativa das ondas (Figura 2C), traduzindo-se no abrandamento do recuo das arribas. A partir de ca. 3ka, momento em que a linha de costa registou na região tendência regressiva (MOURA *et al.*, 2007), a erosão vertical das plataformas de abrasão predominou sobre a horizontal, principalmente devido a processos bioquímicos ou bioerosivos (Figura 2D). Com a superfície topográfica novamente rebaixada, a base das arribas sofre presentemente ataque directo das ondas, pelo que é expectável o recrudescimento da erosão costeira.

CONCLUSÕES

- A morfologia herdada do UMI determina a predominância de uma das formas de erosão: marinha ou aérea;
- A morfologia costeira é litológica e estruturalmente controlada;
- A taxa de erosão das arribas tende a aumentar pela conjugação da subida do NMM e de um processo de auto-regulação intrínseco à própria morfologia litoral.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho é financeiramente suportado pela FCT através dos projectos PTDC/CTE-GEX/70448/2006 – BISHOP e PTDC/CTE-GEX/71357/2006 - MORFEA. Os autores agradecem ao colega Paulo Fernandes e aos alunos do Mestrado em Geomática, Adriano Oliveira e Benjamim Martins, a colaboração na caracterização do padrão de fracturação na zona da Galé, no âmbito da unidade curricular *Práticas de Campo*. Agradecemos ainda à Ana Gomes, aluna de doutoramento, a sua colaboração na cartografia das plataformas de abrasão.

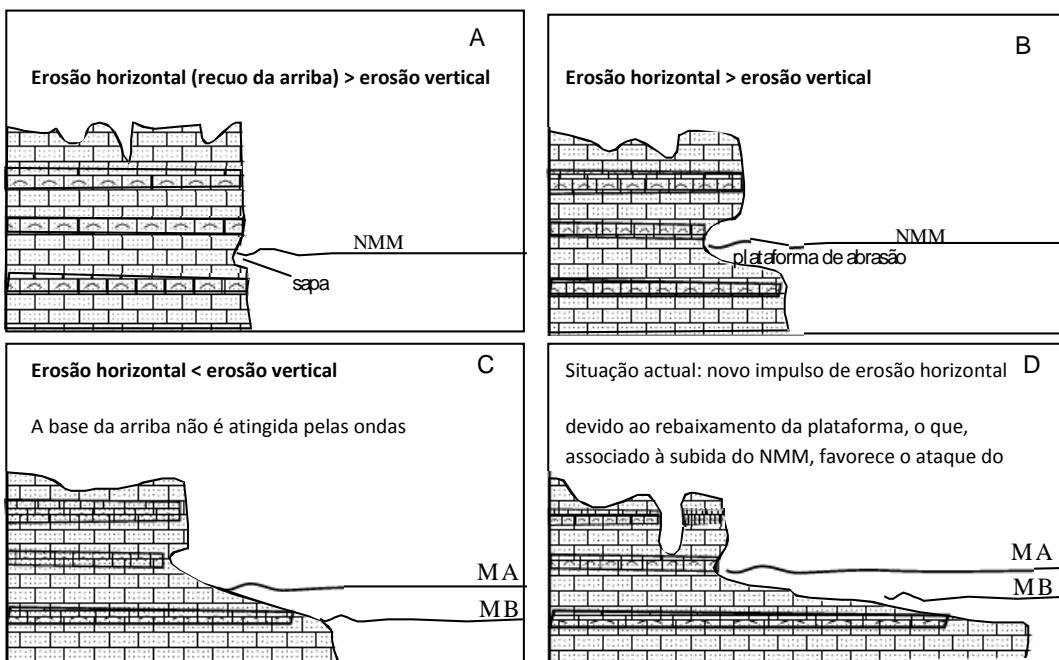


Figura 2. Esquema exemplificativo do mecanismo de auto-regulação entre e formas de erosão actuentes nos litorais de arribas.

REFERÊNCIAS

- BEZERRA, M.M.T.A. (2008). Relação entre o clima de agitação marítima e aspectos da morfologia costeira, na costa rochosa do Algarve central (Galé a Olhos de Água). Dissertação para obter o grau de Mestre em Oceanografia, Universidade do Algarve, 125p.
- COQUE, R. (1998). Géomorphologie. In: Armand Colin (Edit), sixième édition, Paris, 503p.
- DUPERRET, A., TAIBI, S., MORTIMORE, R.N., DAIGNEAULT, M. (2005). Effect of ground water and sea weathering cycles on the strength of chalk rock from unstable coastal cliffs of NW France. Engineering Geology, **78**, 321-343.
- MARQUES, F.M.S.F. (1997). As arribas do litoral do Algarve: dinâmica, processos e mecanismos. Dissertação para obter o grau de Doutor, UL, 549p.
- MARQUES, F.M.S.F. (2008). Magnitude-frequency of sea cliff instabilities. Natural Hazards and Earth System Sciences, **8**, 1161-1171.
- MOURA, D., ALBARDEIRO, L., VEIGA-PIRES, C., TIGANO, E. (2006). Morphological features and processes in the central Algarve rocky coast (South Portugal). Geomorphology, **81**, 345-360.
- 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.
- NUNES, M., FERREIRA, Ó., SCHAEFER, M., CLIFTON, J., BAILY, B., MOURA, D., LOUREIRO, C. (2009). Hazard assessment in rock cliffs at Central Algarve (Portugal): a tool for coastal management. Ocean & Coastal Management, doi:10.1016/j.ocecoaman.2009.08.004

EL REGISTRO DE LA LLANURA ALUVIAL DEL GUADALQUIVIR DURANTE EL HOLOCENO (EL SONDEO DEL PRADO DE SAN BERNARDO, SURESTE DEL CASCO URBANO DE SEVILLA, ESPAÑA)

F. Borja¹, C. Borja²

¹Área de Geografía Física, Facultad de Humanidades, Universidad de Huelva, fborja@uhu.es,

²Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional, Universidad de Sevilla, cesarborja@us.es

ABSTRACT

We study the changes of the Guadalquivir River in Seville City area, with emphasis on the transition from the old estuary to the flood plain during the mid-late Holocene. The sequence analyzed starts from the local facies of the final of Tertiary age (*Margas Azules*) and continues with the formation of an alluvial episode (river terraces). Above we identify deposits of clay-organic sediment associated with the mid Holocene highstand. During the last three thousand years, the top of the sequence is characterized by several floodplain clay-silty deposits interrupted by two edafic surfaces that also imply the development of occupational levels corresponding to Roman-Imperial and Low Medieval periods. Finally, natural sedimentation ends in the Modern Age, as a typical periurban landscape of meadow.

RESUMEN

A partir del material obtenido mediante 10 sondeos rotatorios, se estudia la evolución del sector interno del paleoestuario del Guadalquivir y su transición a un medio de llanura aluvial durante el Holoceno medio-reciente. Partiendo del substrato Neógeno (formación *Margas Azules*) la serie se continúa con un episodio fluvial, seguido de los depósitos correlativos del máximo transgresivo del Holoceno (facies arcillosas intercaladas por lechos orgánicos: estuario). El paso al Holoceno reciente se resuelve con una sucesión de nuevos depósitos aluviales (facies arcillo-limosas de llanura de inundación), entre las que se distinguen sendos episodios de estabilidad con desarrollo de la ocupación urbana (épocas Romano-Imperial y Bajomedieval). Por último, la sedimentación natural termina bien entrada la Edad Moderna, desarrollándose en la zona el típico paisaje de prado periurbano.

INTRODUCCIÓN

El Prado de San Bernardo se localiza al SW del casco histórico Sevilla, en un ámbito de la llanura aluvial del Guadalquivir que nunca se vio cercado por ninguna de las murallas urbanas (SB, Figura 1a). El análisis del relleno sedimentario de este sector se lleva a cabo a partir del material obtenido de un total de diez sondeos rotatorios, los cuales han aportado 261,75m lineales de muestra. Las profundidades de dichas perforaciones fluctúan entre 25 y 29m, arrancando de unas cotas de calle ubicadas entre +9,80 y +10,10m. La revisión en campo y laboratorio del material obtenido ha permitido identificar diferentes unidades edafo-sedimentarias atendiendo tanto a sus características físicas como a sus rasgos altero-edafológicos. Una vez asociadas a sus registros arqueológicos (restos constructivos, cerámicos, óseos, gravilla arqueológica, metal, vidrio...), el análisis conjunto de dichas unidades permite establecer la crono-secuencia del relleno de la llanura aluvial del Guadalquivir durante el Holoceno y contribuir a la *reconstrucción paleogeográfica* del entorno (Figura 1b).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Según el registro obtenido en el Prado de San Bernardo, el relleno de la llanura aluvial del Guadalquivir presenta, de muro a techo, la siguiente secuencia (Figura 1b):

1. Margas Azules (Mioceno superior). Depósito de arcillas de tonalidad gris-azulada, de aspecto bituminoso, elevada plasticidad, gran consistencia y alta conductividad eléctrica, que ha sido datada por micropaleontología en el periodo Messinense (BORJA, 1992). Se trata de la formación geológica conocida regionalmente como *Margas Azules*, cuya superficie exhibe, en el subsuelo sevillano, una marcada ondulación (de -1m a -18m) (BORJA Y BARRAL, 2005).

2. *Terraza fluvial (Pleistoceno superior)*. Formación de gravas y bolos con matriz arenosa emplazada en discontinuidad estratigráfica sobre las *Margas Azules* entre -8 / -12 m y +1 / +3m, a cuyo techo se conservan restos de una formación edáfica del tipo *suelos pardos fersialíticos*. Su génesis se asocia con el último declive morfo-topográfico del sistema de terrazas de la margen izquierda del Guadalquivir. Habida cuenta de que este último nivel de terraza debió individualizarse de la plataforma de +7 / +8m (la cual le precede en altura y cronología) como consecuencia de una importante bajada del nivel del mar y el consiguiente encajamiento de la red fluvial (*ca.* 20.000 a.BP), cronológicamente cabría vincularla con el más reciente de estos eventos de abatimiento de la superficie del océano reconocido para la costa atlántica (DABRIO, *et al.*, 2002; HERNÁNDEZ MOLINA, *et al.*, 1994; DIAS *et al.*, 2000; LOBO *et al.*, 2001).

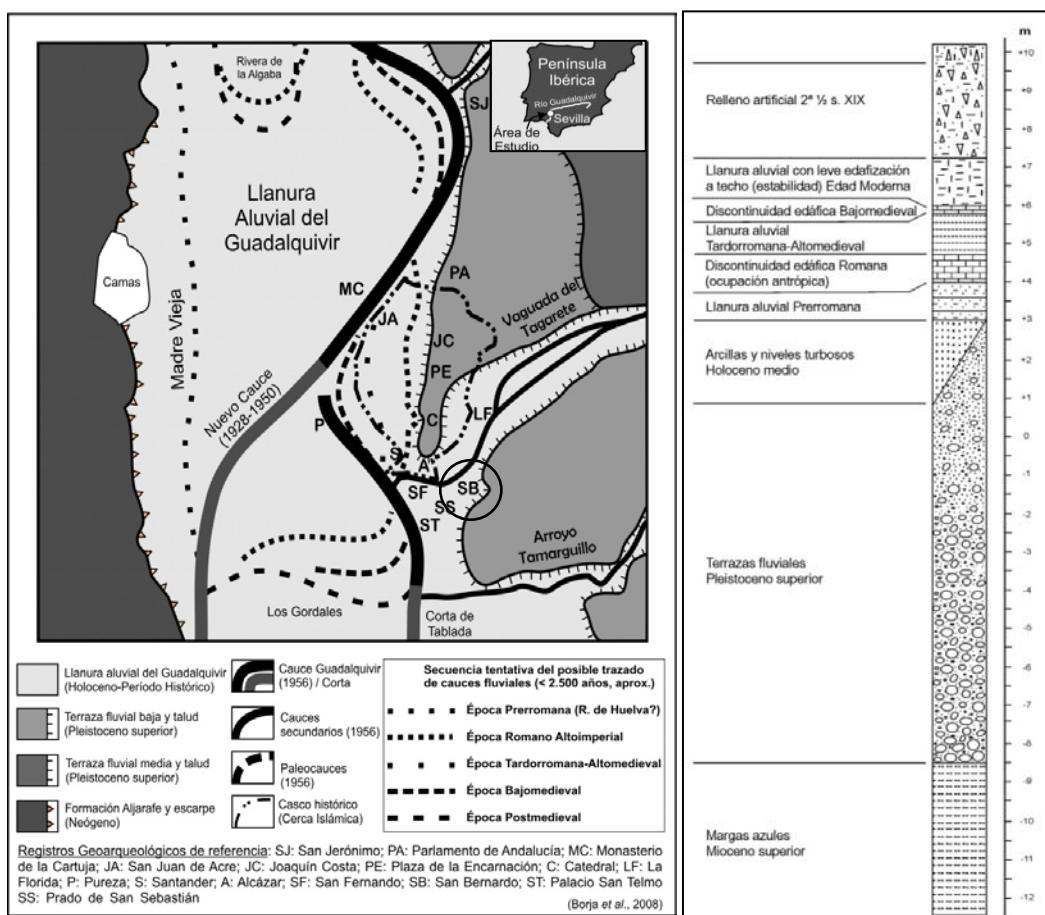


Figura 1. a) Localización del área de San Bernardo en el conjunto de la llanura aluvial del Guadalquivir interpretada desde el punto de vista paleohidrográfico. b) Síntesis de la crono-secuencia sedimentaria del Prado de San Bernardo.

3. Arcillas y depósitos orgánicos (Holoceno medio-reciente). Unidad localizada entre +0,5m y +3m, aproximadamente, está constituida por dos bancos de arcillas de tonalidad azulada y alta plasticidad separadas por un acúmulo central muy rico en restos orgánicos (facies turbosa). La base arcillosa suele recoger pasadas de arenas y alguna gravilla dispersa, como testimonio del contacto con la unidad detrítica infrayacente. Del tramo turboso destaca su estructura hojosa y su elevado contenido en restos orgánicos (fragmentos de tallos y hojas de plantas acuáticas, semillas y material carbonoso). Este tipo de lechos han sido localizados en posiciones algo más bajas en la Catedral Hispalense (C) y en la Calle San Fernando (SF), al oeste y al sur de San Bernardo, respectivamente, donde su datación por ^{14}C ha arrojado edades calibradas entre 8.000 y 5.612 a.B.P. (BORJA *et al.*, 2008), habiéndose interpretado como la unidad sedimentaria correlativa de la subida del nivel del mar de mediados del Holoceno (ZAZO *et al.*, 1994).

4. Llanura de inundación (Prerromana). Este nuevo componente de la secuencia (+3m a +4,5m) está constituido principalmente por litofacies arcillosas laminadas de color pardo grisáceo con concreciones carbonatadas. Presenta rasgos hidromorfos y marcas de bioturbación, así como manchas de oxidación (concreciones de Fe), raíces finas, gasterópodos triturados y enteros y algún lecho orgánico menor. A techo de esta unidad se incorporan algunos restos constructivos y cerámicos, gravilla arqueológica, así como fragmentos de carbón que caracterizarían el primer tramo antropizado del registro. La adscripción tipológica y cronológica del material arqueológico ha sido imposible de realizar por el alto grado de rodamiento que presentaron las piezas recogidas. No obstante, por el tipo de pasta y a tenor de la cronología Romano Altoimperial (s. I y 1^a ½ del s. II d.C.) que baraja CHISBERT (1999) y MARTÍN-CONSUEGRA *et al.* (1998) para los restos encontrados, entre +3,53m y +3,75m, a pocos metros de nuestros sondeos, cabe concluir que la discontinuidad del proceso de sedimentación que permite la entrada del material arqueológico se produjo con una cierta anterioridad al siglo I d.C., por lo que, de forma genérica cabría hablar de una edad *prerromana* para el conjunto de la unidad. Ello concuerda con lo que ocurre algo más al norte, en el área de La Florida (LF), donde bajo similares condiciones (+4m) también se detecta la presencia de fragmentos arqueológicos del momento Romano Imperial (BORJA Y BORJA, 2007); así como con las secuencias puestas de relieve en el Prado de San Sebastián a +3,5m (SS), en San Telmo a +3,5m (ST) y en la Calle San Fernando asimismo a +3m (SF), donde el material cerámico incluido en estos sedimentos barren desde los siglos V a I a.C. (BORJA Y BORJA, 2007; BORJA *et al.*, 2008).

5. Llanura aluvial (Tardorromana-Altomedieval). Depósito de arcillas limosas grisáceas, con marcas de hidromorfía, estructura hojosa y techo levemente edafizado (+4,5m a +5, 5m / +6m) que incluye partículas de carbón, gravilla arqueológica y restos cerámicos y constructivos también rodados. Éstos no han podido ser diferenciados tipológicamente, por lo que el lugar de esta unidad en la crono-secuencia general debe deducirse de su posición relativa en el perfil, localizándose entre la discontinuidad antrópica de época Altoimperial infrayacente, y los depósitos que la cubren que, como veremos a continuación, corresponde ya a la plena Edad Moderna (> s. XV). Se trata de un episodio ampliamente reconocido en la vega urbana (BORJA, 1992; BARRAL, 2004; BORJA Y BARRAL, 2005), identificándose como correlativo de un proceso de aluvionamiento que se da entre el final de la época Romana y la etapa Bajomedieval. El final de este evento coincide con una nueva fase de estabilidad que trae consigo el desarrollo de los últimos suelos aluviales reconocidos en el entorno de la vega sevillana. Sirva como paralelo la secuencia del cercano emplazamiento del Prado de San Sebastián (SS) donde, por encima de una formación ocupacional (necrópolis) configurada durante los siglos II a IV d.C., entre +4,7m +5,5m, se incorpora un depósito de facies de llanura

de inundación con cerámicas pertenecientes a los siglos XI-XII, el cual presenta un techo edafizado que lo separa de los sedimentos suprayacentes de Edad Moderna (BORJA Y BORJA, 2007).

6. *Llanura de inundación (Edad Moderna)*. Por encima de la discontinuidad edáfica que cierra la unidad anterior (+5,5m / +6,0m a +8m, aproximadamente), se incorporan nuevos acúmulos de carácter aluvial (matriz limo-arcillosa con pasadas de arenas finas en la base) y color pardo-grisáceo moteado de concreciones metálicas (Fe y Mn). Presenta una laminación paralela que se vuelve de carácter hojoso llegando, en profundidad, a adoptar un dispositivo bandeado y rítmico compuesto por tongadas milimétricas de limo-arcillas separadas por láminas de arenas finas micáceas. El tramo superior aparece bioturbado, con poros y paredes de grietas forrados de concreciones metálicas, raíces en disposición vertical traspasando la estructurada laminada, e incorpora restos de materia orgánica y gasterópodos. El contacto con la unidad superior es de carácter nítido, reconociéndose la presencia de grietas de retracción y estructuras de carga (+8m). El registro arqueológico se compone de abundantes restos cerámicos y constructivos y aspecto rodado; aparecen también trozos de carbón y abundante gravilla arqueológica, así como algo de vidrio, fauna de consumo (ostreidos) y algún fragmento óseo. La presencia en este mismo sector de San Bernardo de restos arqueológicos pertenecientes a los siglos XVI al XVIII localizados en torno a +6,3m, confirmaría la adscripción de este tramo de la secuencia a la Edad Moderna (CHISBERT, 1999). Esta unidad sedimentaria sería, así pues, correlativa del paisaje más representativo de este flanco suroriental de la historia de la ciudad: *los prados*; entendiendo que se trata de ámbitos encharcables sometidos al régimen de inundaciones del arroyo Tagarete, de difícil ocupación no sólo desde el punto de vista urbano, sino incluso desde el del mero uso agrícola. No extraña pues que los *Prados* de Santa Justa, San Bernardo, San Sebastián quedaran baldíos hasta bien entrado el siglo XIX.

7. *Acúmulos artificiales (segunda mitad del siglo XIX)*. Por encima del techo del *prado* de San Bernardo, entre +8m y +10m, aproximadamente, la secuencia sedimentaria culmina con unos aportes heterogéneos (escombros, tongadas de albero, diversas capas de carboncilla y asfalto...) correspondientes al proceso de acondicionamiento del área para su uso ferroviario al comienzo de la segunda mitad del siglo XIX.

AGRADECIMIENTOS

Proyecto CGL08-04000BTE; Grupo Investigación RNM 273 (PAIDI-Junta de Andalucía); Contribución al IGCP 495, INQUA Coastal and Marine Processes. Contrato de Investigación (A^{os} LOU 68 y 83) suscrito entre la Universidad de Huelva y EPSA (Junta de Andalucía).

REFERENCIAS

- BARRAL, M.A. (2004). *Estudio Geoarqueológico de la ciudad de Sevilla. Antropización y reconstrucción paleogeográfica durante el Holoceno reciente (últimos 2.500 años)*. Tesis Doctoral. Universidad de Huelva. Inédito. 589 págs.
- BORJA, F. (1992). *Pleistoceno reciente, Holoceno y períodos históricos del SW de Andalucía. Paleogeografía de medios litorales y fluvio-litorales de los últimos 30.000 años*. Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla. 560 págs.
- BORJA, F. y BARRAL, M.A. (2005). "Evolución histórica de la vega de Sevilla". En A. Jiménez (Ed.): *La Catedral en la ciudad (I). Sevilla, de Astarté a San Isidoro*. Aula Hernán Ruiz. Págs. 5-36.
- BORJA, F. y BORJA, C. (2007). "Geoarqueología urbana de Sevilla. Evolución de la vega del arroyo Tagarete durante el Holoceno (Llanura aluvial del Guadalquivir)" En Lario, J y Silva, P.G. (Eds.): *Contribuciones al estudio del periodo cuaternario*. Págs.:99-100.
- BORJA, F.; HUNT, M.A.; UBERA, J.L.; ZAZO, C.; DABRIO, C.J.; GOY, J.L.; BARRAL, M.A.; LLERGO, y BORJA, C. (2008). "Estudio geoarqueológico de la Vega de Sevilla. Reconstrucción paleogeográfica del sector interno del estuario del Guadalquivir durante el Holoceno". En S. Rovira M. García-Heras, M. Gener & I. Montero (eds.) Actas VII Congreso Ibérico de Arqueometría. Págs. 87-96. Ed. Quadro. Madrid.

- CHISBERT (1999) "Las excavaciones arqueológicas en los terrenos del Plan Especial de Reforma Interior –San Bernardo-3- de Sevilla". *Anuario Arqueológico de Andalucía 1995*, págs.: 448-456. Sevilla.
- DABRIO, C. J.; ZAZO, C; GOY, J. L.; SIERRO, F.; 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** (2-4): 381-404
- DIAS, J.M.A.; BOSKI, T.; RODRÍGUES, A. & MAGALHAES, F. (2000). "Coast line evolution in Portugal during the last millennium". En: *Late Quaternary coastal records of rapid change: application to present and future conditions*. Abstracts of IGCP Meeting, Alaska.
- HERNÁNDEZ MOLINA, F.J.; SOMOZA, L.; REY, J. & POMAR, L. (1994). "Late Pleistocene-Holocene sediments on the Spanish continental shelves: model for very high resolution sequence stratigraphy". *Marine Geology*, **120**:129-174.
- LOBO, F.J.; HERNÁNDEZ MOLINA, F.J.; SOMOZA, L. Y DÍAZ DEL RÍO, V. (2001). "The sedimentary record of the post-glacial transgression of the gulf of Cádiz (southwest Spain)". *Marine Geology*, **178**:171-195.
- MARTÍN-CONSUEGRA, E.; CHISBERT, N.; CÁCERES, L. Y UBERA, J.L. (1998). "Archaeological, palynological and geological contributions to landscape reconstruction in the alluvial plain of the Guadalquivir river at San Bernardo, Sevilla (Spain)". *Journal of Archaeological Science*, **25**:521-523.
- ZAZO, C.; GOY, J.L.; SOMOZA, L.; DABRIO, C.J.; BELLUOMINI, G.; IMPROTA, S.; LARIO, J.; BARAJÍ, T.; SILVA, P.G. (1994). Holocene sequence of relative sea level highstand-lowstand in relation to the climatic trends in the Atlantic–Mediterranean linkage coast: forecast for future coastal changes and hazards. *Journal of Coastal Research*, **10** (4): 933–945.

ESTUDOS DE NEOTECTÓNICA NA FALHA DE CARCAVAI (ALGARVE): EVIDÊNCIAS DE DEFORMAÇÃO EM SEDIMENTOS PLIO-QUATERNÁRIOS

R. Ressurreição^{1a}, J. Cabral², R. Dias^{1b}

¹Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Departamento de Geologia, ricardo.ressurreicao@ineti.pt,
^bruben.dias@ineti.pt

²Departamento de Geologia/LATTEX-IDL, jcabral@fc.ul.pt

ABSTRACT

Field studies on the Carcavai fault zone, Eastern Algarve, revealed several deformational features (fracturing and clastic dikes) in plio-quaternary sediments with potential neotectonic implications. Most of the fractures seem to be the expression of the fault activity in the plio-quaternary sediments. This is suggested by a consistent strike pattern, subparallel to the major structure, and the location pattern. The data point to a left-lateral strike-slip fault with a reverse component, since late Mesozoic/early Cenozoic times. The clastic dikes were previously interpreted as seismically induced liquefaction features, although they consist in atypical forms, of a fine grained body of sediment intruding sands. The pattern of abundance and strike, as well as evidences of upwards direction of transport of sediments support this interpretation.

RESUMO

Estudos levados a cabo na zona da falha de Carcavai, localizada no sotavento Algarvio, revelaram a ocorrência de deformação (fracturação e filões detriticos) nos sedimentos plio-quaternários da Formação do Ludo, com possíveis implicações neotectónicas. A generalidade das fracturas aparenta corresponder à expressão da actividade daquela falha na cobertura sedimentar, como sugere a consistência direccional, com predominância de estruturas subparalelas ao acidente principal, assim como a sua disposição espacial. Os dados adquiridos apontam para uma falha de desligamento esquerdo, com componente vertical inversa, desde o final do Mesozóico ou início do Cenozóico. Os filões detriticos foram interpretados em estudos anteriores como estruturas resultantes de liquefação induzida sismicamente. Embora correspondam a formas atípicas, o padrão de abundância e direccional, assim como evidências de transporte ascendente de sedimentos estão de acordo com esta interpretação.

INTRODUÇÃO

A falha de Carcavai (Carcavai-Vale de Rãs *in MANUPPELLA et al., 2007; Loulé-S. Brás in TERRINHA, 1998*) apresenta direcção geral NE-SW e estende-se, no território emerso, entre Quarteira e S. Brás de Alportel, numa extensão de cerca de 20km (DIAS, 2001) - Figura 1. Pode ser subdividida em dois sectores (DIAS, 2001), nomeadamente o sector N, entre S. Brás de Alportel e o vértice geodésico do Areeiro, correspondendo a uma zona de falha com vários accidentes de direcção NE-SW a ENE-WSW, e o sector S, entre o vértice geodésico do Areeiro e Quarteira, constituído por dois ramos que se juntam perto do vértice geodésico, continuando-se provavelmente para além da linha de costa, na plataforma continental.

DIAS (2001), considerou-a uma falha com actividade neotectónica² com componentes de movimentação inversa e de desligamento esquerdo, apresentando um traçado complexo devido às várias reactivações Meso-Cenozóicas. A actividade neotectónica desta estrutura é expressa por evidências de deformação afectando as areias da Formação do Ludo (DIAS, 2001; DIAS e CABRAL, 2002), de idade plio-quaternária

² Entendida no presente estudo como actividade tectónica ocorrida aproximadamente nos últimos 2 milhões de anos (desde o final do Pliocénico – início do Plistocénico)

(MOURA e BOSKY, 1999), tais como uma intensa fracturação e a ocorrência de filões detriticos (paleossismitos prováveis) - Figura 2, associados a liquefação do sedimento devido à propagação das ondas sísmicas.

De um modo geral o processo de liquefação está associado à geração de tensões cisalhantes em sedimentos saturados em água, não consolidados, devido à propagação de ondas sísmicas, causando um aumento da pressão exercida pela água contida nos poros e consequente fluidização do material (OBERMEIER, 1994).

Os principais factores sismológicos que contribuem para o processo de liquefação são a amplitude das tensões cisalhantes cíclicas e o número de ciclos de aplicação dessas tensões (SEED, 1979); por sua vez esses factores estão relacionados com a aceleração de pico e duração da vibração. Tanto a aceleração de pico como a duração dependem da magnitude do evento e distância à fonte (OBERMEIER, 1994). Segundo AMBRASEYS (1988) o limite mínimo de magnitude necessária para os eventos sísmicos terem capacidade de desencadear o processo de liquefação é de 5,5 a 6.

Outro factor muito importante é a susceptibilidade do sedimento para se liquefazer. OBERMEIER (1994) refere que sedimentos da dimensão das areias e areias siltíticas são muito susceptíveis a liquefação. Depósitos de areia e cascalho contendo mais de 30% a 50% de cascalho podem também sofrer liquefação. Este autor refere também que a presença de uma pequena quantidade de argila diminui consideravelmente a susceptibilidade de um sedimento para se liquefazer, sendo a liquefação um fenómeno pouco comum em sedimentos contendo mais de 15% de argilas (SEED *et al.*, 1983). Contudo, outros autores (KISHIDA, 1969; TOHNO e YASUDA, 1981; MIURA *et al.*, 1995; entre outros) referiram a ocorrência de liquefação induzida por vibrações sísmicas em materiais contendo quantidades consideráveis de argilas.

No presente estudo efectuou-se um reconhecimento detalhado, no terreno, das estruturas associadas à falha de Carcavai, visando a comparação dos dados e análise de padrões direccionalis e de distribuição, de forma a tentar compreender a sua relação com aquela estrutura regional e caracterizar o seu comportamento.

Os filões detriticos foram também sujeitos a tratamentos laboratoriais, nomeadamente granulometria, calcimetria e difracção de Raios-X, para tentar compreender a relação entre os filões e o sedimento envolvente, e a sua fonte.

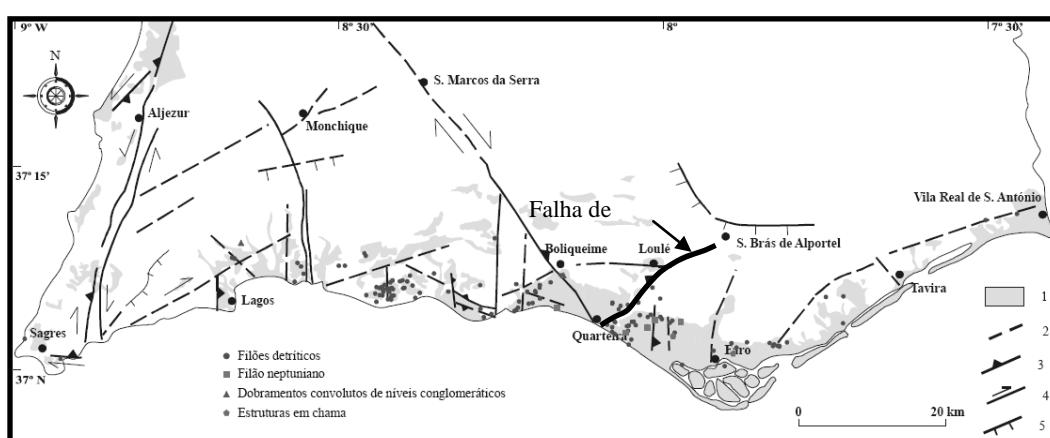


Figura 1. Localização da falha de Carcavai e de sismitos identificados na região do Algarve (DIAS, 2001). 1-sedimentos plio-quaternários (não diferenciados); 2-falha activa provável; 3-falha activa inversa; 4-falha activa de desligamento; 5-falha activa normal.

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os trabalhos de campo efectuados permitiram identificar, junto ao sector S da falha de Carcavai, um diaclasamento importante e um cortejo de falhas com cinemática predominantemente inversa, com provável componente de desligamento. A orientação das fracturas, com predominância de superfícies de direcção NNE-SSW a NE-SW, e a sua distribuição espacial ao longo de uma faixa de terreno circunscrita, sugere que esta deformação constitui a expressão na cobertura plio-quaternária da actividade neotectónica da falha de Carcavai. Embora tenham sido identificados indícios de deformação ao longo de praticamente todo este sector, esta parece ocorrer com maior expressão junto ao traçado do ramo oriental da estrutura, indicando que este poderá ter uma maior importância na acomodação da deformação mais recente.

Na zona a SW de Escanxinas, a leste da ribeira de Carcavai (e do ramo ocidental da falha), as areias da Formação do Ludo assentam sobre rochas de idade cretácica por uma superfície de inconformidade que se encontra aproximadamente à cota de 50m. Na margem W da ribeira este limite é visível aproximadamente à cota de 30m, evidenciando um desnível de cerca de 20m. Esta diferença de cotas poderá dever-se a movimentação neotectónica na zona de falha do Carcavai, representando a separação vertical ocorrida num período de tempo igual ou inferior à idade dos sedimentos afectados. No entanto, e por se tratar principalmente de uma estrutura de desligamento, como indicam as estrias identificadas em superfícies de falha já descritas em trabalhos anteriores (DIAS, 2001), este valor (20m) pode encontrar-se longe do rejeito real causado pela actividade da falha, devendo por isso considerar-se como uma estimativa mínima do deslocamento na caracterização do seu potencial sismogénico.

Os indicadores cinemáticos encontrados, tais como o padrão de fracturação e a disposição e relação dos escassos sedimentos miocénicos com o acidente, sugerem tratarse de uma falha de desligamento esquerdo com provável componente inversa desde o

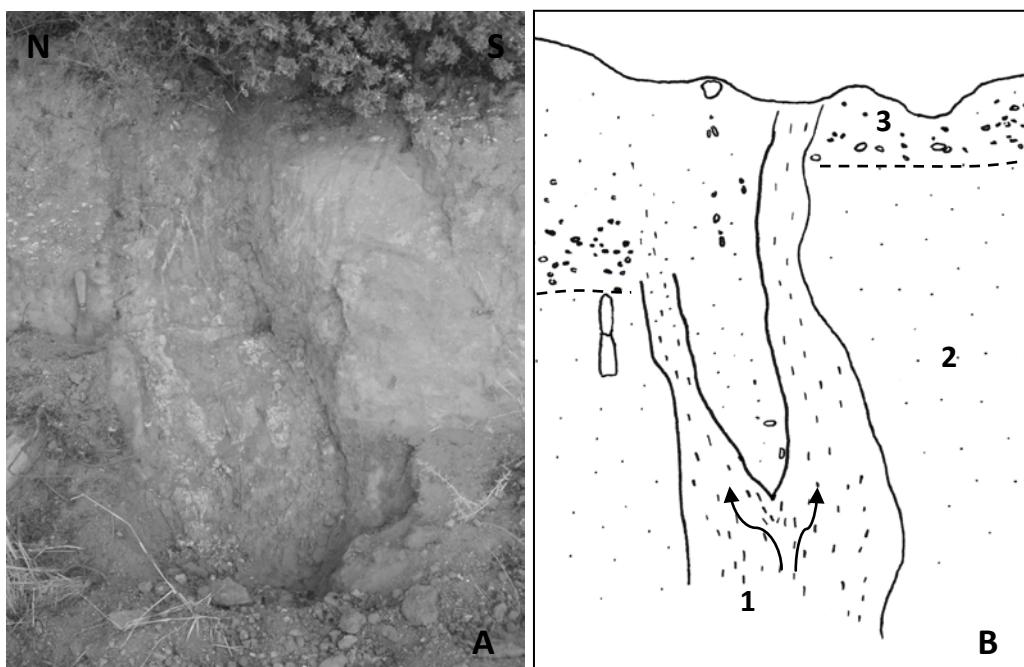


Figura 2. Filão detrítico aflorante na zona da falha de Carcavai, com espessura máxima de 35cm. A- Fotografia. B- Desenho esquemático do filão (1) intercalado em areias da Formação do Ludo (2) e coincidindo com uma rejeição vertical de um nível grosso (3) em cerca de 30cm (base do nível de seixos a tracejado). Espátula com cerca de 30cm a servir de escala.

final do Mesozóico ou início do Cenozóico.

Relativamente ao estudo dos filões detriticos, estes apresentam diversas características compatíveis com uma génesis tectónica: os filões ocorrem numa faixa de terreno ao longo da falha de Carcavai, sendo mais abundantes junto da falha; apresentam evidências de transporte vertical, indicado por uma reorientação dos grãos; são comuns as estruturas que não se prolongam para cima, sendo visível o seu limite superior, e várias apresentam ramificações de baixo para cima, sugerindo uma propagação ascendente; as propriedades apresentadas por algumas estruturas são compatíveis com o fenómeno de *lateral spreading* (fenómeno tipicamente associado a liquefação); a direcção dos filões identificados na zona da falha de Carcavai é na generalidade dos casos muito próxima à direcção geral deste acidente; os filões detriticos não são os únicos sismitos identificados, tendo sido também descrita a ocorrência de estruturas em chama e filões neptunianos (DIAS, 2001. DIAS e CABRAL, 2002).

Apesar das características atrás referidas, existem também questões que poderão pôr em causa a interpretação dos filões estudados como estruturas resultantes de fluidização: os filões identificados são atípicos, pois constituem corpos ricos em sedimentos finos intercalados em areias, contrariamente à situação típica que corresponde à ocorrência de diques arenosos a intruir sedimentos finos; apesar da identificação de vários filões, nunca foi observado o seu enraizamento num nível sedimentar inferior, nem evidências de extrusão para uma paleo-superfície topográfica; os resultados dos ensaios laboratoriais evidenciam uma compatibilidade entre os sedimentos da Formação do Ludo e os filões detriticos, sendo no entanto inconclusivos relativamente à posição estratigráfica da camada sedimentar que lhes deu origem.

Tendo em conta o estado actual do conhecimento, sugere-se que a maior parte das estruturas identificadas na zona da falha de Carcavai correspondem ao resultado da liquefação e fluidização de uma camada sedimentar da Formação do Ludo, induzidas pela propagação de ondas sísmicas, indicando que a falha apresenta capacidade para gerar sismos de magnitude igual ou superior a 5,5-6 (AMBRASEYS, 1988).

REFERÊNCIAS

- AMBRASEYS, N.N. (1988) – Engineering seismology: Earthquake Engineering and Structural Dynamics. Journal of the International Association for Earthquake Engineering, v. 17, pp. 1-105.
- DIAS, R.P. (2001) – Neotectónica da Região do Algarve. Dissertação de doutoramento, Fac. Ciências, Univ. Lisboa, pol., 369 p.
- DIAS, R.P. & CABRAL, J. (2002) – Neotectonic activity of the Algarve region (S of Portugal). Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro, Tomo 89, pp. 193-208.
- KISHIDA, H. (1969) – Characteristics of Liquefied Sands during Mino-Owari, Tohnankai, and Fukui Earthquakes. Soils and Foundations, 9(1), pp. 75-92.
- MIURA S., KAWAMURA S. & YAGI, K. (1995) – Liquefaction Damage of Sandy and Volcanic Grounds in the 1993 Hokkaido Nansel-Oki Earthquake. Proc. 3rd Int. Conf. on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engg. An Soil Dynamics, St. Louis, Missouri, Vol. 1, pp. 193-196.
- MOURA, D. & BOSKI, T. (1999) – Unidades litostratigráficas do Pliocénico e Plistocénico no Algarve. Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro, t. 86, pp. 85-106.
- OBERMEIER, S.F. (1994) – Using liquefaction-induced features for paleoseismic analysis. Ch. A in OBERMEIER, S. F. and JIBSON, R. W. (eds.) Using groundfailure features for paleoseismic analysis, Geological Survey Open-File Report, pp. 94-633: A1-A98.
- SEED, H.B. (1979) – Soil liquefaction and cyclic mobility for level ground during earthquakes. Journal of Geotechnical Engineering. American Society of Civil Engineers Proceedings, v. 105, no. GT2, pp. 201-205.
- SEED, H.B., IDRISI, I. M. & ARANGO, I. (1983) – Evaluation of liquefaction potential using field performance data. Journal of Geotechnical Engineering, American Society of Civil Engineers Proceedings, Journal of the Geotechnical Engineering Division, v. 109, no. 3, pp. 458-482.
- TERRINHA, P.A.G. (1998) – Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal. PhD Thesis, Imperial College, London, 430 p.
- TOHNO, I. & YASUDA, S. (1981) – Liquefaction of the ground during the 1978 Miyagiken-Oki earthquake. Soils and Foundations, 21(3), pp. 12-34.
- MANUPPELLA, G., RAMALHO , M., TELLES ANTUNES, M. e PAIS, J. (2007) – Notícia explicativa da folha 53-A (Faro), na escala 1/50 000. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 52 p.

QUATERNARY TECTONICS, SEA LEVEL AND CLIMATE CHANGE: THE CASE OF THE RIVER MIÑO

W. Viveen^{1, 2*}, J.M. Schoorl¹, A. Veldkamp¹, J.R. Vidal Romani²

¹Chairgroup of Land Dynamics, Environmental Sciences Group, Wageningen University, Wageningen, the Netherlands

²Instituto Universitario de Geología Isidro Parga Pondal, Campus de Elviña, University of A Coruña, A Coruña, Spain

*Corresponding author. Please send any correspondence to wim.viveen@wur.nl

ABSTRACT

The 800 ka longitudinal profile development of the Lower Miño river was investigated by means of the numerical model Fluver 2. Model input comprised an initial longitudinal profile, sea level changes, climate-controlled discharge dynamics and tectonic uplift. Due to the absence of information on tectonic block movements, a scenario was developed by inferring uplift rates from fluvial terrace sequences. Model outcomes showed that terrace formation in the lower reach of the Lower Miño was dominated by eustacy and driven by tectonic uplift. Terrace build-up started at the onset of interglacials in the form of a delta near the Atlantic Ocean. From here on, sediments migrated almost 130km upstream in the shape of a backfilling sedimentary wedge. Model runs without a tectonic uplift component failed to simulate terrace formation. This suggests the presence of Late and Middle Quaternary tectonic uplift in NW Iberia.

RESUMEN

Se estudia la evolución del perfil longitudinal del tramo final del río Miño durante los últimos 800 ka con el modelo numérico Fluver 2. Los datos aportados al modelo fueron: perfil longitudinal inicial del río, cambios del nivel del mar, dinámica de descargas relacionada con el clima y levantamiento tectónico. La falta de datos del movimiento de los bloques tectónicos se suple con un esquema de levantamiento basado en la secuencia de alturas de las terrazas. Los resultados demuestran la formación de terrazas en el tramo inferior del Miño por un eustatismo guiado por el levantamiento tectónico. La formación de terrazas se inició al comienzo de los interglaciares concretándose en la formación de un delta próximo a la costa atlántica. A partir de entonces la sedimentación migró río arriba casi 130km resultando en una cuña sedimentaria de relleno. Si en el modelo no se considera el levantamiento tectónico no se puede simular la formación de terrazas lo que confirma el levantamiento tectónico del NW de Iberia durante el Cuaternario medio-tardío.

INTRODUCTION

We have used a long-term longitudinal profile development model, Fluver 2 (VELDKAMP & VAN DIJKE, 1998; 2000), to explain the development of the fluvial terraces of the Miño river that borders Galicia and Northern Portugal. The model calculates the amount of erosion and sedimentation along the river profile per time step and per step along the transect. Fluver 2 requires certain input data to be able to calculate fluvial profile development through time. These comprise information on sea level changes, tectonic uplift, discharge and sediment flux dynamics. As we model forward in time, we also need an initial longitudinal profile to start the modelling exercise with. By running scenario's with these data and sometimes omitting certain data, e.g. omitting tectonic uplift, the importance of each individual factor on profile development can be assessed. That makes it possible to argue which factors are responsible for the terrace formation in the Lower Miño river.

MATERIAL AND METHODS

The formation of the Lower Miño terraces was investigated over a period of the last 800 ka, comprising the Middle and Late Quaternary. All landscape forming processes were calculated every 20 years in steps of 340 meters along the longitudinal profile of the river. Sea level input was derived from data of BINTANJA *et al.* (2005). Palaeodischarge

was calculated by applying the method of TEBBENS *et al.* (2000) and using data from RIO BARJA & RODRIGUEZ LESTEGAS (1992) and LISIECKI & RAYMO (2005). Finding tectonic uplift rates proved to be a challenge as NW Iberia is generally viewed upon as tectonically stable during the Quaternary (e.g. MARTIN-SERRANO, 1994). We therefore inferred uplift rates for the uplift scenario by using the set of fluvial terraces in the Lower Miño. Up to 74 m above river level 8 terraces were found (see VIVEEN *et al.*, 2009). As the age of the terraces is not yet known, we assumed that each terrace was formed during an interglacial. Thus, 8 terrace levels gives us a time-averaged uplift rate of approximately 0.10 m/ka for the past ~800 ka. For the no uplift scenario, uplift was set at 0 m during 800 ka. The starting point for our simulation is the moment before terrace formation set in at 800 ka ago. Through out the Lower Miño, terraces are found in between 70 and 80 m above river level (see VIVEEN *et al.*, 2009). We therefore assume that the 80 m level is a continuous palaeo-surface marking the moment of incision 800 ka ago.

RESULTS

Scenario with uplift

The Profile Evolution Map (Figure 1) shows that there are 8 important erosion and sedimentation phases. The onset of sedimentation phases coincides with high interglacial sea levels. The sedimentation phases start at the Atlantic Ocean at 400 km and move upstream to the 272 km point. This is in reasonable agreement with field evidence as the lower Miño sedimentary wedge is found up to the 300km point along the profile.

At two points along the longitudinal profile (at 335km and 358km) simulated terrace heights were compared against terrace heights found in the field (Figure 2). The sedimentation phases at 358 km agree to a certain extent with field evidence (in brackets, heights derived from VIVEEN *et al.*, 2009): 10.3m (7.3m), 16m (13.4-18.9m), 27m (24.5m), 33m (31m), 38.1m (40.1m), 43.6m (52.9m), 55.6m (66.5m) and 62.7m (76.3m). There is agreement for the lower 5 terraces, but we see that there is one simulated level too much around 40m, and there are not enough simulated levels at altitudes above 55.6m to agree with field evidence. There is one terrace too much around 40m that disturbs the terrace chronology. The terraces at 335km are formed at the same time as the terraces at 358 km, but they are situated more or less 20m too high up in the landscape. This is not in agreement with field evidence as these terraces are at the same height as the ones at 358km.

This scenario shows that the correct amount of terraces is formed within reasonable limits for altitude as suggested by field evidence.

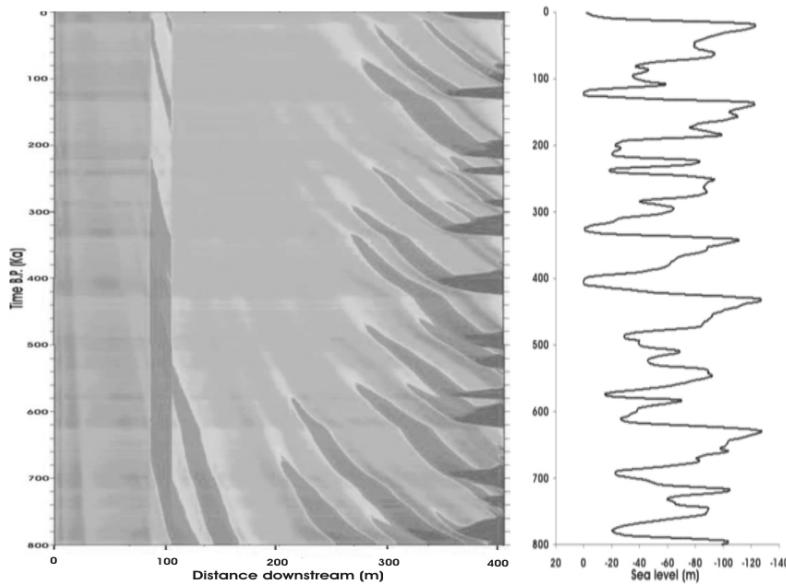


Figure 1. Profile Evolution Map. Dark colours indicate phases of sedimentation and light colors phases of erosion. Horizontal scale shows length of river profile. 0km starts at headwaters of the Sil river and 400km is the currently submerged part of the Miño. Vertical scale shows time in before present in ka. The deposition phases in between 272 and 100km are not discussed in this abstract. On the right hand side the sea-level curve for the past 800 ka is given (BINTANJA *et al.*, 2005).

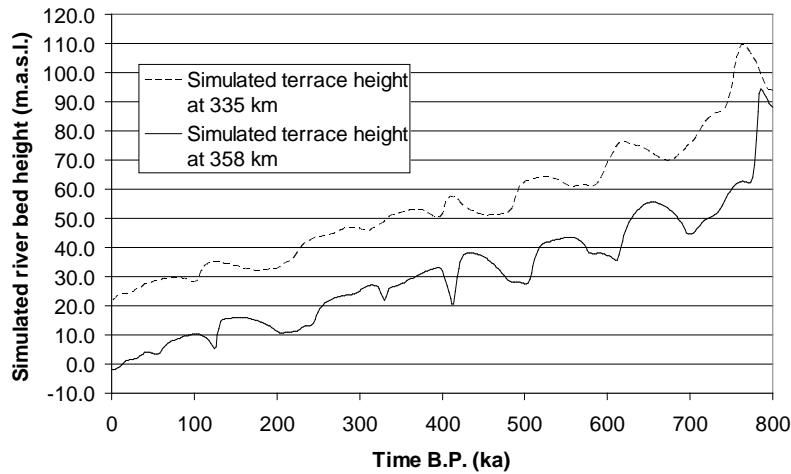


Figure 2. Reconstructed terrace heights at 335km and at 358km for uplift scenario.

Scenario without uplift

The PEM for this scenario shows more or less the same pattern as for the uplift scenario, so it is not shown. However, the reconstructed terraces show a different situation and are therefore discussed here (Figure 3). First of all, we see that in this scenario too there is a clear disparity between the terraces at 335km and 358km. Sediment bodies at 335km are situated ~30m above the sediment bodies at 358km. Secondly, we see that the simulated height by no means approximates the real terrace heights. At 358km, the major part of the sediment bodies is found below the present Miño water table at -16.9m, -16.7m, -12.1m, -9.2m, -4.1m, -1.9m and -1.1m. The remaining bodies are found at 8.2m and 21.1m. Even at 335km, 6 sediment bodies are situated in between 0 and 30m. In reality, only 4 terrace levels are found up to 30m height. Also, the simulated

lower terraces show almost no difference in height, whereas in the field there are clear scarp faces of up to 10 meters height. This leads to the conclusion that uplift is a prerequisite in simulating terraces that agree with field evidence.

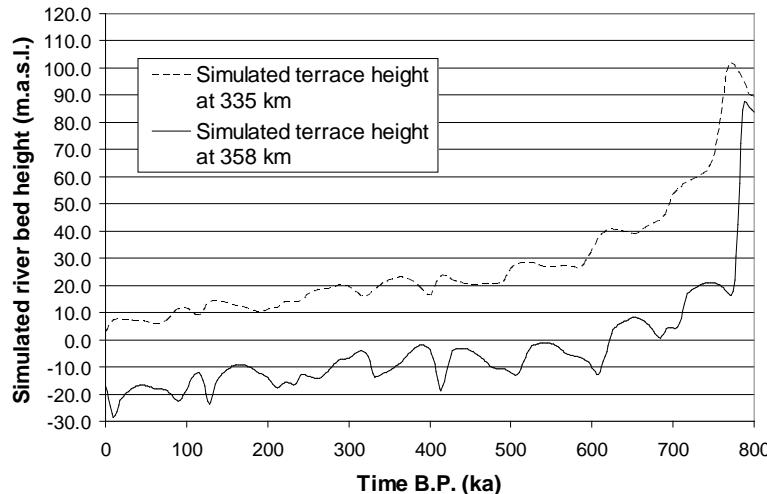


Figure 3. Reconstructed fluvial terraces at 335km and 358km for no uplift scenario.

Discussion

We propose that deposition of alluvial material starts during periods with high sea level (Figure 1). Sediment is first laid down in the shape of a delta as shown by the dark triangular shapes in the PEM. The delta is found in between ~375 and 408km and does not migrate much through time. It is proposed that during interglacials, a coastal prism slowly migrates upstream in the form of a backfilling sedimentary wedge, as more sediment is delivered. During sea level low stands the delta is eroded as the Miño lengthens its course and starts to incise. When sea level rises again, a new delta forming phase starts. This is perfectly in line with TEBBENS *et al.* (2000) who observed the same pattern of change for the Meuse delta system. Thus, it sees that the 100-ka eccentricity forced cycle of change is the main driver for terrace formation in the Lower Miño.

In the scenario without uplift, the same cycles of deposition and erosion are visible, but there is hardly any height difference between the subsequent terraces. Therefore, the sediment forms will rather be a stack of sediment than separate terraces. In the field however, clear terrace scarps can be found. This suggests that an uplift component is needed to form the Lower Miño terraces. The prevailing idea that Galicia and Northern Portugal are not uplifting, might therefore be not true.

The incorrectly simulated height at 335 km might be attributed to an incorrectly assumed initial profile of the currently submerged Miño, causing too little incision at 335km. Bathymetry data of the currently submerged Miño would be needed to correctly model these terraces.

Lastly, it should be noted that dating of the sediments is needed to confirm the age of the terraces, and consequently, if Quaternary uplift is indeed present in NW Iberia. At the moment, we are dating the Miño terraces with a number of techniques and hope to solve the age problem in the near future.

CONCLUSIONS

The fluvial terraces of the Lower Miño are most likely formed due to eccentricity-forced changes in sea level in combination with tectonic uplift. Future sediment dating will be needed to confirm this theory.

REFERENCES

- BINTANJA, R., R.S.W. VAN DE WAL, AND J. OERLEMANS (2005). Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. *Nature* **437**:125-128.
- LISIECKI, L.E., AND M.E. RAYMO (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic d₁₈O records. *Paleoceanography* **20**:1-17.
- MARTIN-SERRANO, A. (1994). El relieve del Macizo Hesperico: Genesis y cronología de los principales elementos morfológicos. *Cuaderno Lab. Xeoloxico de Laxe* **19**:37-55.
- RIO-BARJA, J., AND F. RODRIGUEZ-LESTEAGAS (1992). Os ríos Galegos. Consello da cultura Galega, Santiago de Compostela.
- TEBBENS, L.A., A. VELDKAMP, J.J. VAN DIJKE, AND J.M. SCHOORL (2000). Modeling longitudinal-profile development in response to Late Quaternary tectonics, climate and sea-level changes: The River Meuse. *Global and Planetary Change* **27**:165-186.
- VELDKAMP, A., AND J.J. VAN DIJKE (1998). Modelling long-term erosion and sedimentation processes in fluvial systems: a case study for the Allier/Loire system. Wiley, Chichester.
- VELDKAMP, A., AND J.J. VAN DUKE (2000). Simulating internal and external controls on fluvial terrace stratigraphy: a qualitative comparison with the Maas record. *Geomorphology* **33**:225-236.
- VIVEEN, W., SCHOORL, J.M., FERNANDEZ-MOSQUERA, D., VELDKAMP, A., VIDAL-ROMANI, J.R. (2009). Work in progress. A Middle to Late Quaternary fluvial terrace sequence in NW Iberia: Overview and new insights of the Spanish-Portuguese river Miño.

EL GLACIARISMO DEL LAGO DE SANABRIA Y SU ENTORNO: EVIDENCIAS DE UNA DEGLACIACIÓN TEMPRANA

L. Rodríguez-Rodríguez¹, M.J. Domínguez-Cuesta¹, M. Jiménez-Sánchez¹, M. Rico², B. Valero-Garcés²

¹ Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, C/ Arias de Velasco, s/n 33005 Oviedo, Spain.

laurarr@geol.uniovi.es

² Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC), Avda. Montaña 1005, 50059 Zaragoza, Spain.

ABSTRACT

A 1:40,000 scale geomorphological map of the surroundings of Sanabria Lake has been done. It has revealed the presence of up to seven frontal morainic ridges in the distal part of the lake and two sets of lateral moraines that can reach a length of 7km. From the geomorphological map and previous chronological data it could be interpreted that the ice retreatment after the Last Glaciation Maximum was earlier than 25,000 BP. A model of retreat sequence has been established.

RESUMEN

Se ha realizado una cartografía geomorfológica del entorno del Lago de Sanabria a escala 1:40.000, que ha puesto de manifiesto la presencia de hasta siete cierres morrenicos en la parte más distal del lago y dos conjuntos de morrenas laterales que llegan a alcanzar una longitud de 7km. A partir de estos datos cartográficos y de las dataciones cronológicas realizadas en diversos sondeos llevados a cabo sobre los sedimentos del lago, se ha podido interpretar que la retirada de los hielos tras el Último Máximo Glacial es anterior a 25.000 BP y se ha podido establecer una secuencia del retroceso.

INTRODUCCIÓN

El Parque Natural del Lago de Sanabria se encuentra en el NW de la Península Ibérica, en la provincia de Zamora. En su interior se encuentra el Lago de Sanabria, cuya cuenca vertiente es la cabecera del río Tera (Figura 1). Este lago ha sido objeto de diversos estudios tanto limnológicos como geomorfológicos. Así, el estudio de los vestigios glaciares de esta zona se remonta al siglo pasado (TABOADA, 1913), y se ha continuado durante el siglo XX hasta la actualidad con la realización de diversas cartografías geomorfológicas y modelos interpretativos de la evolución de los frentes glaciares durante el último ciclo glaciar (HERNÁNDEZ PACHECO, 1957; SCHMITZ, 1969; VEGA *et al.*, 1991; COWTON *et al.*, 2009).

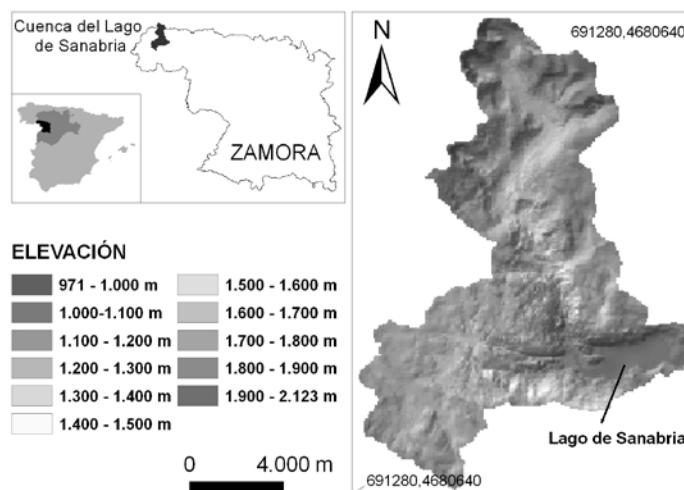


Figura 1. Situación geográfica del Lago de Sanabria y la cuenca alta del río Tera.

En los últimos años, se han realizado diversas investigaciones sobre el registro sedimentario del lago y otros depósitos ubicados en sus proximidades, que están siendo complementadas con nuevos datos geomorfológicos sobre la zona de estudio. Estas investigaciones incluyen la modelización del relieve en la cuenca del río Tera, que alimenta el Lago de Sanabria, así como una cartografía geomorfológica de detalle en el entorno del lago.

El objetivo de esta comunicación es presentar los principales resultados obtenidos del estudio geomorfológico que se está llevando a cabo en la zona. Para ello nos centraremos en los siguientes puntos: 1) describir la geomorfología glaciar del lago y su entorno; 2) proponer una hipótesis detallada de evolución de los frentes glaciares en el entorno del lago durante el último máximo glaciar; 3) realizar una aproximación cronológica a la evolución de los frentes glaciares, combinando los datos geomorfológicos y la cronología de los testigos sedimentarios obtenidos en el lago.

LA CUENTA DEL RÍO TERA Y EL LAGO DE SANABRIA

La cuenca del Lago de Sanabria ($119,8 \text{ km}^2$) consta de una rama N-S, que se dispone siguiendo el trazado del río Tera, y otra O-E, que sigue la dirección de sus afluentes (ríos Segundera y Cárdena). Desde el punto de vista geológico, esta región se encuentra en el dominio del Ollo de Sapo, situado al N de la Zona Centroibérica y caracterizado por la presencia de extensos afloramientos de gneises glandulares, rocas intrusivas y áreas con metamorfismo regional de alto grado formados durante la Orogenia Hercínica (DÍEZ-MONTES, 2006).

El lago oligotrófico de Sanabria, está cerrado en su extremo este por una morrena terminal y tiene una extensión de 368 ha, lo que lo convierte en el lago de origen glacial más grande de la Península Ibérica. El lago, que presenta una morfología elongada en dirección E-O, está subdividido en dos cubetas separadas entre sí por un umbral, la más profunda es la cubeta E, con una profundidad máxima de 51m; mientras que la cubeta W alcanza los 46m.

METODOLOGÍA DE TRABAJO

La metodología de trabajo incluye varios apartados: 1) Recopilación de la información topográfica digital a escala 1:10.000 elaborada por la Junta de Castilla y León; 2) Definición del entorno de trabajo, incluyendo el Lago de Sanabria y su cuenca vertiente (cabecera del río Tera); 3) Creación mediante un Sistema de Información Geográfica, SIG, del Modelo Digital de Elevaciones, MDE, con paso de malla 10m, y otros modelos derivados como Pendientes, Orientaciones e Insolación; 4) Fotointerpretación sobre fotografía aérea en B/N a escala 1:40.000, elaborada por el Centro Cartográfico y Fotográfico del Ejército del Aire Español, en Junio de 2001; 5) Realización de una cartografía geomorfológica a escala 1:40.000 en la que se distinguen básicamente las formas de erosión y depósito de origen glaciar; 6) Construcción de un modelo interpretativo de la evolución de los frentes glaciares a partir de las distintas evidencias geomorfológicas cartografiadas y de los datos geocronológicos preexistentes.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El Modelo Digital del terreno que se muestra en la Figura 1, corresponde a una combinación del MDE y un Modelo de Sombreado. A partir de él se puede tener una idea cualitativa de cómo es la fisiografía del terreno y cómo varían algunos parámetros como la pendiente y la altura aguas arriba del lago. Aparecen nítidamente marcados los valles de los ríos Tera (de trazado aproximado N-S), Segundera y Cárdena (de trazado O-E). Centrándose en el entorno más próximo al lago se pueden observar diferencias de

altitudes superiores a los 600m en el territorio emergido, a las cuales habría que sumar los casi 50 metros de promedio de profundidad de lámina de agua del Lago de Sanabria.

La cartografía geomorfológica del entorno del lago (Figura 2) pone de manifiesto la presencia de numerosas formas de origen glaciar junto con otras relacionadas con la retirada de los hielos como pueden ser los movimientos en masa o los abanicos torrenciales.

Existen al menos 7 arcos morrénicos que corresponderían a los diferentes estadios de retroceso y estabilización del hielo. Estos arcos llegan a superar el kilómetro de extensión (1134m) y alcanzan espesores de hasta 12m. Además, se conservan dos importantes sistemas de morrenas laterales que llegan a alcanzar 7,2km de longitud al norte del lago y 5km al sur. En algunas áreas se llegan a identificar hasta 4 sistemas de morrenas laterales. En conjunto, las morrenas en el entorno del Lago de Sanabria ocupan una extensión de 2,8km². Habiéndose cartografiado además 3,2km² de till indiferenciado.

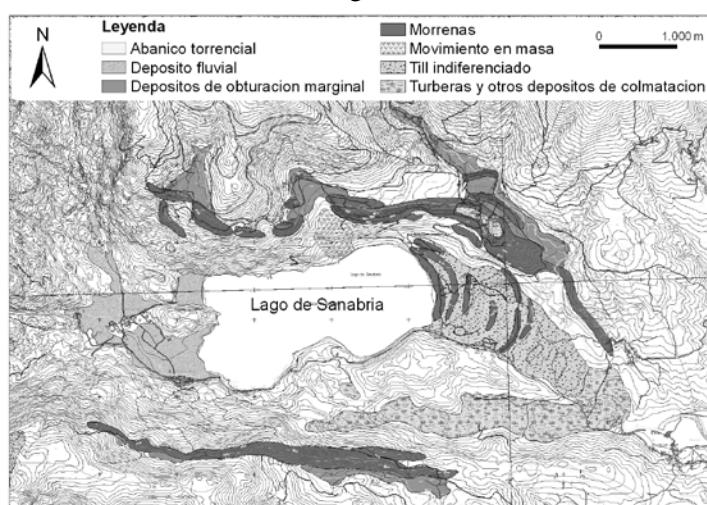


Figura 2. Mapa geomorfológico del entorno del Lago de Sanabria.

También hay buenos ejemplos de depósitos de obturación marginal (6 conjuntos que, ocupan una superficie de 1,3km²), asociados a las morrenas laterales. Existe una superficie de 1,8km² ocupada por de turberas y otros depósitos de colmatación asociados a la parte frontal.

De acuerdo con múltiples autores, durante el último ciclo glaciar se instaló en la meseta superior de las sierras Segundera y Cabrera un casquete de montaña (HERNÁNDEZ PACHECO, 1957; SCHMITZ, 1969; VEGA *et al.*, 1991) del que partían varias lenguas glaciares, siendo la principal la que discurría por el valle del Tera, que debió confluir con las de los valles del Segundera y Cárdena para formar una única lengua que debió de alcanzar los 300m de potencia (VEGA *et al.*, 1991). Estudios llevados a cabo más recientemente (COWTON *et al.*, 2009) proponen tres fases de avance-retroceso glaciar en base a evidencias geomorfológicas de campo: 1) Fase I: Casquete glaciar montañoso; 2) Fase II: Glaciares de valle y 3) Fase III: Glaciares de circo. Basándose en la cartografía realizada por estos autores, la altitud más baja de cada fase sería 970m, 1020m y 1700m.

El estudio detallado de la posición de los arcos morrénicos en el entorno del lago, permite identificar varios pulsos de retroceso y estabilización de los frentes glaciares (Figura 3).

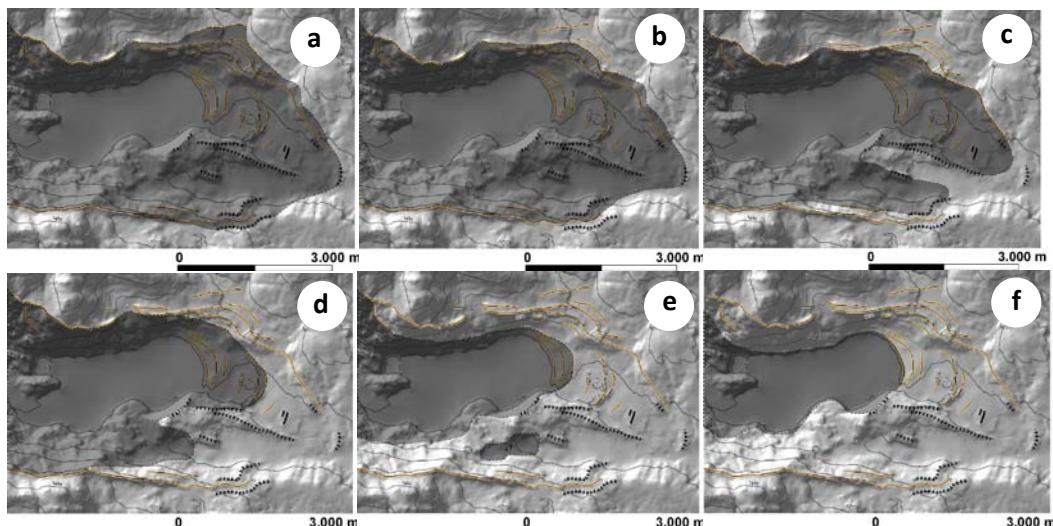


Figura 3. Reconstrucción de los distintos pulsos de retroceso glaciar. a. Máximo avance. b. Retroceso y estabilización 1. c. Retroceso y estabilización 2. d. Retroceso y estabilización 3. e. Retroceso y estabilización 4. f. Glaciar cubriendo el lago.

Los trabajos realizados hasta el momento no aportan datos de dataciones directas que permitan acotar el lapso temporal en que tuvo lugar la fase de máxima expansión glaciar. Llopis en 1957 (HERNÁNDEZ PACHECO, 1957) distinguió un total de cinco arcos morrénicos e interpretó sus edades basándose en las características del grado de alteración de estos depósitos, atribuyendo la edad de las morrenas más bajas (M1 a 990m) a la glaciaciación Riss y las restantes a distintos episodios de la Würm (M2 - M5 en el intervalo de 1000 a 1010m). MUÑOZ-SOBRINO *et al.* (2004) obtienen edades de 14.780 ± 0.19 ^{14}C BP en una pequeña laguna muy próxima al Lago de Sanabria, que postdatan el glaciarismo en esta zona.

Recientemente se han obtenido y estudiado varios sondeos en el Lago de Sanabria que han permitido reconstruir la historia del relleno sedimentario de esta cubeta glaciar. La datación con ^{14}C AMS da una edad para la base del sondeo más largo de 25.920 ± 220 cal yr BP (RICO *et al.*, 2007). La unidad basal formada por sedimentos bandeados y laminados se interpreta como sedimentación dominante clástica en un lago proglacial alimentado por aguas de deshielo del glaciar cercano. El tránsito a la unidad superior (14.330 ± 180 cal yr BP) marca la retirada definitiva del glaciar y el comienzo de la sedimentación lacustre con alternancia de facies orgánicas y detríticas que domina durante el Tardiglaciar y el Holoceno. Estos datos nos permiten establecer el desarrollo de una fase de máximo anterior a 18.000 BP, y por tanto, la existencia de un episodio de deglaciación temprana. Los resultados obtenidos en Sanabria se encuentran en consonancia con los ya establecidos en los Pirineos (ver GARCÍA RUIZ *et al.*, 2003) y en la Cordillera Cantábrica (JIMÉNEZ-SÁNCHEZ Y FARIAS, 2002; MORENO *et al.* en prensa).

CONCLUSIONES

Las investigaciones geomorfológicas y limnológicas que actualmente se desarrollan en el Lago de Sanabria y en su cuenca de drenaje (cuenca alta del río Tera) han permitido obtener diversos modelos digitales del terreno, una cartografía detallada de las distintas evidencias glaciares y dataciones cronológicas de los sedimentos del fondo del lago. A partir de los datos cartográficos se ha podido precisar la evolución de los frentes glaciares durante el Último Máximo Glaciar, con al menos tres pulsos de

retroceso y estabilización marcados claramente por los arcos morrénicos, así como establecer que la retirada de los hielos tras el Último Máximo Glaciar es anterior a 25.000 BP. Estos resultados son coherentes con los obtenidos en la vertiente norte de la Cordillera Cantábrica, así como en los Pirineos.

REFERENCIAS

- COWTON T., HUGHES P.D., Y GIBBARD P.L. (2009): Palaeoglaciación del Parque Natural Lago de Sanabria, Northwest Spain. *Geomorphology*, **108**, 282-291.
- DÍEZ-MONTES, A. (2006). *La geología del Dominio “Oollo de Sapo” en las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca-IGME (Área de Geología y Geofísica). 512 pp.
- GARCÍA-RUÍZ JM, VALERO-GARCÉS BL, MARTÍ-BONO C AND GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ P (2003) Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science* **18**: 61-72.
- HERNÁNDEZ-PACHECO F., LLOPIS LLADÓ N., JORDÁ CERDÁ F., Y MARTÍNEZ J. A. (1957): El Cuaternario de la Región Cantábrica. INQUA, V Congreso Internacional. Guía de la excursión Nº2, pp. 43-55. Excma. Diputación Provincial de Asturias, Oviedo.
- JIMÉNEZ SANCHEZ, M., FARIAS ARQUER, P., 2002. New radiometric and geomorphic 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.
- 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., AND RICO, M. The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, Northern Spain). *Journal of Quaternary Science* (en prensa).
- MUÑOZ-SOBRINO, C., RAMIL-REGO, P., GÓMEZ-ORELLANA, L., (2004). Vegetation of the Lago de Sanabria area (NW Spain) since the end of the Pleistocene: a palaeoecological reconstruction on the basis of two new pollen sequences. *Vegetation History and Archaeobotany* **13**, 1-22.
- RICO, M., VALERO GARCÉS, B., VEGA, J.C., MORENO, A., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., MORELLÓN, M., MATA, P. (2007). El registro sedimentario del lago de Sanabria desde la última deglaciación. En: *Contribuciones al estudio del periodo Cuaternario* (J. Lario y P.G. Silva, eds). Aequa, Ávila, pp 213-214.
- SCHMITZ, H. (1969): Glazialmorphologische Untersuchungen im Bergland Nord-Ouest Spaniens. *Kolner Geogr. Arb.* **H.**, **23**, 5-157. Geographisch. Inst. Univ. Koln.
- TABOADA, J. (1913). El lago de San Martín de Castañeda. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, **13**: 860-883.
- VEGA, J.C., DE HOYOS, C., & ALDASORO, J.J. (1991): Estudio del sistema de lagunas de las sierras Segundera y Cabrera. In: *Monografías de la Red de Espacios Naturales de Castilla y León, Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio* (Junta de Castilla y León). Ed. Valladolid.

RELAÇÃO ENTRE AS IDADES DE FORMAÇÃO DOS ESPODOSSOLOS E DA BARREIRA PROGRADANTE HOLOCÉNICA DE VOLTA VELHA, ITAPOÁ, SUL DO BRASIL

T. Boski¹, R. J. Angulo², M. C. de Souza²

¹CIMA - Centro de Investigação Marinha e Ambiental, Universidade do Algarve, 8000 Faro, Portugal. tboski@ualg.pt

²Laboratório de Estudos Costeiros, Universidade Federal do Paraná, Brasil

ABSTRACT

We report the dating results of organic matter accumulations in podzols formed on coastal barrier sands from North Santa Catarina coastal zone, Brazil. The first results confirm the existing time model of barrier accretion and open new perspectives for the development of a new geochronological tool.

RESUMO

Foram executadas datações de matéria orgânica acumulada nos podzóis formados sobre areias de barreiras costeiras do Norte do Estado de Santa Catarina, Brasil. Os primeiros resultados corroboram o modelo temporal de acreção das barreiras e abrem perspectivas para desenvolvimento dum nova ferramenta geocronológica.

QUADRO DE ESTUDO E DISCUSSÃO DE RESULTADOS

Espodossolos são freqüentes nas barreiras costeiras Quaternárias do sul e sudeste brasileiros. O horizonte B destes solos se caracteriza pelas maciças acumulações de ácidos húmicos e os oxi/hidróxidos de ferro e de manganês, que conferem às areias quartzosas esbranquiçadas das barreiras, uma cor castanha escura e uma cimentação incipiente. Este horizonte escuro e endurecido é conhecido localmente como *piçarra*.

Em trabalhos da década de 80 a ocorrência de *piçarras* nas barreiras era considerada elemento diagnóstico de idade pleistocênica, pois se especulava que não poderia se formar em poucos milênios. Trabalhos posteriores evidenciaram que este horizonte podia se formar em apenas primeiros milhares de anos. Contudo, pouca atenção foi dada à possibilidade de utilizar a idade de formação do horizonte B de espodossolos para inferir a idade de formação das barreiras.

Na localidade de Volta Velha, planície costeira de Itapoá, norte do litoral catarinense, a barreira progradante de 2,5km de largura enquadra-se num extenso sistema costeiro acrecionado a partir do Holocénico inferior sobre os substratos Plistocénicos ou directamente sobre o soco Precâmbrico (SOUZA *et al.*, 2001) A matéria orgânica de duas amostras de horizonte B, obtidas uma próxima da borda mais antiga da barreira e outra a 1,2km desta, a 80 cm de profundidade, foi datada por método de AMS, fornecendo idades de 6.890-6.670 e 2.690-2.340 anos antes do presente (aAP) ¹⁴C calibrados, respectivamente.

Estas idades são compatíveis com as idades inferidas da barreira por outros métodos, tais como correlação com barreiras próximas datadas por ¹⁴C, modelos evolutivos e curvas de variação do nível relativo do mar no Holocénico médio e tardio para região (ANGULO *et al.*, 2006).

A idade de 6.890-6.670 aAP corresponde a um período anterior e próximo ao máximo do nível do mar no Holoceno na região que ocorreu entre 5.800-5.000 aAP, quando devido à desaceleração da elevação do nível do mar e consequente diminuição da taxa de formação do espaço de acomodação as barreiras começaram a se formar em diversos locais na costa sul e sudeste do Brasil. Neste período é freqüente a formação de

esporões arenosos. Já, a idade de 2.690-2.340 aAP corresponde ao período de descida do nível do mar que favoreceu a formação de largas barreiras progradantes.

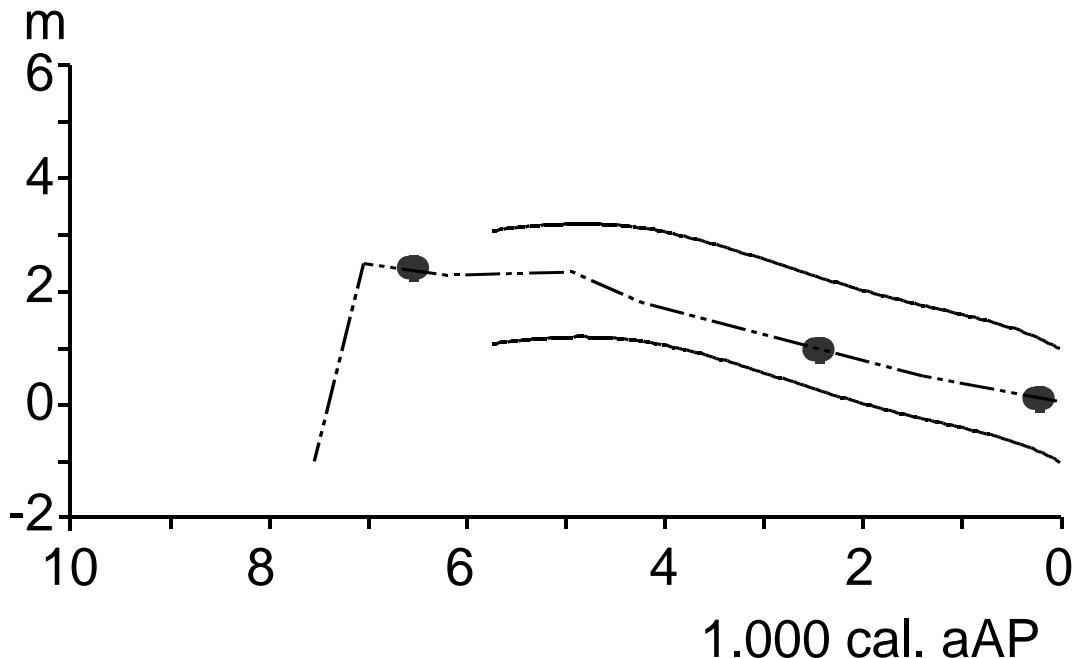


Figura 1. Projecção dos pontos datados na curva da recente variação do nível do mar no Sul do Brasil, ANGULO *et al.*, 2006).

A idade de 6.890-6.670 aAP sugere que o horizonte B se formou já no estágio inicial da emersão da barreira e colonização pela vegetação, pois as barreiras do Holoceno na região não são mais antigas que 7.000 aAP.

Assumindo que a velocidade de formação do horizonte B foi constante entre 6.890-6.670 e 2.690-2.340 aAP a taxa de progradação no período seria de 0,28 m/ano e a taxa entre a data mais recente e o presente de 0,52 m/ano, que são compatíveis com os modelos evolutivos de outras barreiras da região, onde durante os estágios iniciais predomina a formação de esporões e progradação mais lenta e durante os estágios de regressão forçada as taxas de progradação aumentam (ANGULO *et al.*, 2006).

Maior número de datações são necessárias para testar as hipóteses propostas. Se confirmadas, a datação de horizonte B de espodossolos de barreiras do Holocénico pode se constituir numa importante ferramenta para auxiliar a reconstrução da evolução das barreiras; pois, são abundantes e com ampla distribuição, em contraste com outros materiais datáveis pelo método do ^{14}C , tais como conchas e detritos vegetais, que são escassos. Deve-se considerar também que a datação das areias das barreiras por termoluminescência ou luminescência óticamente estimulada, freqüentemente, fornece resultados pouco confiáveis.

Estão em curso as novas datações que incluem: i) novas estacões de amostragem no transecto estudado ii) verificação vertical das idades radiocarbono no horizonte B dos podzóis iii) análises químicas dos oxi/hdróxidos de Fe e Mn iv) caracterização estrutural da matéria húmica dos poços referidos.

AGRADECIMENTOS

Este estudo foi apoiado por programa de mobilidade acadêmica Erasmus Mundus da União Européia.

REFERÊNCIAS

- ANGULO, R. J. ; LESSA, G. C. ; SOUZA, M. C.(2006) . A critical review of the mid- to late Holocene sea-level fluctuations on the eastern brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, Londres, v. 25, n. 5-6, p. 486-506.
- SOUZA, M. C. ; Angulo R.J.; PESSENDÁ, L.C.R. . (2001) Evolução paleogeográfica da planície costeira de Itapoá, litoral norte de Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 31, n. 2, p. 223-230.



VII Reunião do Quaternário Ibérico, Faro 2009

Q2 – QUATERNÁRIO MARINHO

Q2 – CUATERNARIO MARINO



VII Reunião do Quaternário Ibérico, Faro 2009

LATE QUATERNARY LANDSCAPES AND SEASCAPES OF PORTUGUESE ESTREMADURA: GEOMORPHIC RESPONSE TO ENVIRONMENTAL CHANGE DURING MARINE ISOTOPE STAGES 3 AND 2.

M.M. Benedetti¹, J.A. Haws², C.L. Funk³, J.M. Daniels⁴, P.A. Hesp⁵, N.F. Bicho⁶, T.A. Minckley⁷,
B.B. Ellwood⁸, S.L. Forman⁹

¹Department of Geography and Geology, University of North Carolina Wilmington, Wilmington NC 28403, USA,
benedettim@uncw.edu.

²Department of Anthropology, University of Louisville, Louisville KY 40292, USA. jonathan.haws@louisville.edu.

³Independent Scholar, Richfield MN, USA.

⁴ Department of Geography, University of Denver, Denver CO 80208, USA.

⁵Department of Geography and Anthropology, Louisiana State University, Baton Rouge LA 70803, USA.

⁶Faculdade de Ciências Humanas e Sociais, Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, 8005-139 Faro, Portugal.

⁷Department of Botany, University of Wyoming, Laramie WY 82071, USA.

⁸Department of Geology and Geophysics, Louisiana State University, Baton Rouge LA 70803, USA.

⁹Department of Earth and Environmental Sciences, University of Illinois at Chicago, Chicago Illinois 60607, USA.

ABSTRACT

Stratigraphic sequences from the west coast of Portuguese Estremadura, newly-dated by optically-stimulated luminescence, demonstrate geomorphic responses to climate and sea level change during Marine Isotope Stages 3 and 2. Three raised beach deposits dating to this period are preserved in various tectonic settings between Peniche and São Pedro de Muel, recording sea level high stands at around 62, 41, and 36 thousand years BP. The coastal sequences are buried by aeolian sands that extend up to 15 km inland. Luminescence ages imply that the sand sheet was emplaced by 27,000 BP, and thick alluvial fills in coastal-draining rivers suggest high rates of upland erosion around the same time. During the glacial maximum, the coastal deposits were subject to colluviation and the valley fill deposits were reworked by aeolian activity and trenched by base level lowering. These findings highlight the magnitude of geomorphic response to climatic instability during MIS3, and provide some paleoenvironmental context for the newly-discovered archaeological sites in the region.

RESUMO

Sequências estratigráficas da costa ocidental da Estremadura portuguesa, datadas recentemente por OSL, demonstram a existência de respostas geomorfológicas ao clima e às alterações do nível do mar durante os Estádios Isotópicos Marinhos 3 e 2. Entre Peniche e São Pedro de Muel, foram assinalados em ambientes tectónicos três depósitos de praia levantadas períodos de nível alto do mar há, respectivamente, 62, 41 e 36 mil anos BP. As sequências costeiras estão cobertas por areias eólicas que se estendem até cerca de 15 km para o interior. As datações de luminescência sugerem que o lençol de areias estava já depositado há 27 mil anos BP e que simultaneamente se dava erosão na zona interior dos vales, originando preenchimentos aluvionares espessos nos vales fluviais costeiros. Durante o Máximo Glaciário, os depósitos costeiros foram sujeitos a acções de coluviação e os preenchimentos dos vales sofreram redeposições devido à actividade eólica e a alterações do nível de base fluvial. Este novos dados mostram a magnitude das respostas geomorfológicas à instabilidade climática durante o MIS3, providenciando também contextos paleoambientais para sítios arqueológicos recentemente descobertos na região.

INTRODUCTION

Tectonically-raised coastal and marine deposits have been recognized in many recent studies of the Iberian Atlantic margin, with evidence for localized uplift rates of up to 3 mm yr^{-1} (GRANJA & DE GROOT, 1996; ZAZO *et al.*, 2003, ALONSO & PAGÉS, 2007, GRACIA *et al.*, 2008; GRANJA *et al.*, 2008). Evidence for neotectonic activity also includes widespread deformation of Pleistocene strata and historical seismicity (GRANJA, 1999; MALDONADO & NELSON, 1999; ZITELLINI *et al.*, 2004; ABRANTES *et al.*, 2005;

CUNHA *et al.*, 2008). While these studies demonstrate strong neotectonic activity along parts of the coast, correlation remains difficult due to the complex tectonic setting, poor preservation of fossil indicators, and the uncertain age of many of these deposits which lie near or beyond the limit of radiocarbon dating.

In this paper we present new stratigraphic, sedimentological, and chronological data for a suite of tectonically-raised beaches along the Estremadura coast of west-central Portugal. The beach deposits are found in association with ancient tidal channels and coastal dunes, pollen bearing mud and peat, and Middle Paleolithic archaeological sites that confirm occupation of the coastal zone by Neanderthal populations. The raised beach deposits, together with dated sections from coastal dunes and valley fills, add to our understanding of the geomorphic evolution of the coast, and allow for some correlations with reconstructions of global climate and sea level change during the last glacial cycle.

METHODS

The coastal deposits were described as part of a geoarchaeological study focusing on the Estremadura coast of central Portugal (Figure 1). The project team of archaeologists, geomorphologists, and paleoecologists has been working to develop records of paleoenvironmental change spanning the last glacial stage. The geoscience team members are analyzing uplifted beach deposits, coastal dunes, alluvial valley fills, and paleosols that date to Marine Isotope Stage 3 (MIS3), a period of extreme climatic instability between 24,000-62,000 years ago. Our field methods include standard stratigraphic and sedimentological description, along with geomorphological mapping from aerial photographs and topographic maps. Laboratory methods include detailed particle size analysis, measurements of magnetic susceptibility, and identification of plant remains and pollen. Age control is obtained by AMS radiocarbon analysis of peat and charcoal samples, and optically stimulated luminescence of quartz sand grains. This work complements an archaeological survey which has identified dozens of sites that confirm Middle and Upper Paleolithic occupation of the coast. The geoscience and archaeology teams benefit by sharing resources and information, improving age control on stratigraphic sections and helping to develop predictive models for future artifact surveys.

RESULTS AND DISCUSSION

Evidence from multiple sites dated by optical luminescence methods suggests broad synchronicity in relative sea level changes along this coast during MIS 3. Evidence for the coastal origin of these deposits includes sedimentary structures that suggest an intertidal or shoreface origin, geomorphic features such as raised bedrock platforms and wave-cut notches, and botanical remains such as reed fragments and pollen of common coastal taxa. The littoral deposits include: (1) a pebbly beach and foreshore unit resting on top of a raised bedrock platform, dated by luminescence to around 62,000 calendar years BP; (2) massive sands and muddy sands of a tidal flat environment dating to around 41,000 BP; (3) overwash deposits and cross-bedded beach sand facies dating to around 36,000 BP. The latter two beach complexes appear to bracket a rapid sea level rise at the time of Heinrich Event 4 (roughly 39,000 BP). Depending on assumptions about eustatic sea level at the time these beaches were deposited, the combined effects of tectonics and isostasy along dated sections of the coast can be constrained. Uplift rates on the order of $1\text{-}2 \text{ mm yr}^{-1}$ are likely if the beaches represent sea level high stands at roughly 40m below modern, as suggested by recent sea level reconstructions (SIDDALL *et al.*, 2008). The presence of several active salt diapirs in the study area probably accounts for these rapid

uplift rates, which are up to 10 times greater than those reported for inland parts of Central Portugal (CLOETINGH *et al.*, 2005; CUNHA *et al.*, 2008).

Additional evidence from the study area suggests widespread landscape disturbance following Heinrich Event 3 (roughly 31,000 BP). Dated sections show colluvial deposition on coastal bluffs, maximum fluvial aggradation in the Rio Tornada valley, and expansion of aeolian sand sheets occurred between 31,000-27,000 BP. Episodic aeolian activity continued through MIS 2 and 1. Geomorphic instability at the end of MIS 3 is likely the result of rapid climate shifts that are evident in the GRIP ice cores and other proxy records for this period (Figure 2; ROUCOUX *et al.*, 2005). In central Portugal, MIS 3 climate included high-frequency climate shifts between arid and sub-humid conditions, with corresponding reductions and expansions of forest cover that would have influenced erosion potential on hillslopes.

ACKNOWLEDGEMENTS

This project was supported primarily by the US National Science Foundation Archaeology Program (BCS-1455145; BCS-0715279). The lead author was also supported by a Charles L. Cahill Award, Faculty Reassignment Award, and International Travel Awards from the University of North Carolina Wilmington.

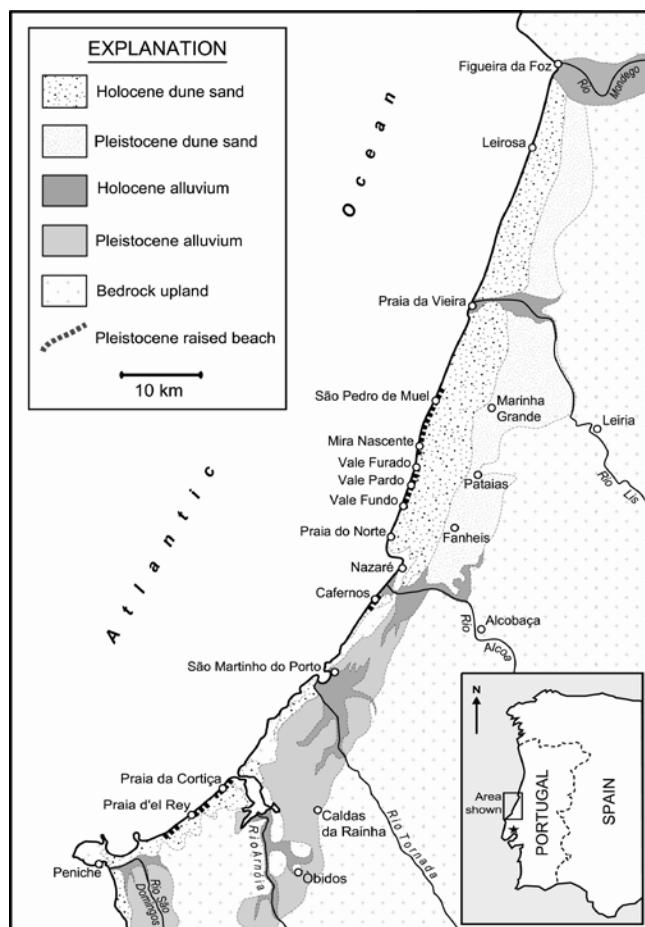


Figure 1. Map of the study area in west-central Portugal. The base map with geologic boundaries was derived from FRANÇA AND ZBYSZEWSKI (1963).

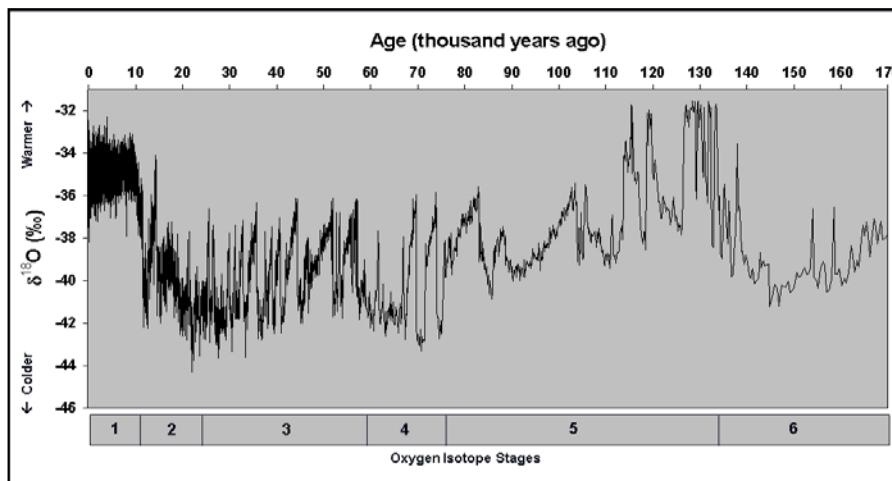


Figure 2. Oxygen-isotope record of temperature changes over the past 170,000 years from the Greenland Ice Core Program (DANSGAARD *et al.*, 1993).

REFERENCES

- ABRANTES, F., LEBREIRO, S., RODRIGUES, T., GIL, I., BARTELS-JÓNSDÓTTIR, H., OLIVEIRA, P., KISSEL, C., & GRIMALT, J.O. (2005) - Shallow-marine sediment cores record climate variability and earthquake activity off Lisbon (Portugal) for the last 2000 years. *Quaternary Science Reviews* **24**: 2477-2494.
- ALONSO, A., & PAGÉS, J.L. (2007) - Stratigraphy of Late Pleistocene coastal deposits in Northern Spain. *Journal of Iberian Geology* **33**: 207-220.
- CLOETINGH, S., ZIEGLER, P.A., BEEKMANA, F., ANDRIESSENA, P.A.M., MATEENCOA, L., BADAA, G., GARCIA-CASTELLANOSA, D., HARDEBOLA, N., DE'ZESB, P., & SOKOUTISA, D. (2005) - Lithospheric memory, state of stress and rheology: neotectonic controls on Europe's intraplate continental topography. *Quaternary Science Reviews* **24**: 241-304.
- 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.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S.J., CLAUSER, H.B., DAHL, J., GUNDESTRUP, N.S., HOMMER, C.U., HUIDBERG, C.S., STEFFENSEN, J.P., SVERNBJORNSDOTTIR, A.E., JOUZEL, J., & BOND, G. (1993) - Evidence for general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record. *Nature* **364**: 218-220.
- FRANÇA, J.C., & ZBYSZEWSKI, G. (1963) - Carta Geológica de Portugal na Escala de 1/50,000. Notícia Explicativa da Folha 26-B: Alcobaça. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- GRACIA, F.J., RODRÍGUEZ-VIDAL, J., CÁCERES, L.M., BELLUOMINI, G., BENAVENTE, J., & ALONSO, C. (2008) - Diapiric uplift of an MIS 3 marine deposit in SW Spain: implications for Late Pleistocene sea level reconstruction and palaeogeography of the Strait of Gibraltar. *Quaternary Science Reviews* **27**: 2219-2231.
- GRANJA, H.M. (1999) - Evidence for Late Pleistocene and Holocene sea-level, neotectonic and climate control in the coastal zone of northwest Portugal. *Geologie en Mijnbouw* **77**: 233-245.
- GRANJA, H.M., & DE GROOT, T.A.M. (1996) - Sea level rise and neotectonism in a Holocene coastal environment at Cortegaça Beach (NW Portugal) – a case study. *Journal of Coastal Research* **12**: 160-170.
- GRANJA, H.M., DE GROOT, T.A.M., & COSTA, A.L. (2008) - Evidence for Pleistocene wet aeolian dune and interdune accumulation, S. Pedro da Maceda, north-west Portugal. *Sedimentology* **55**: 1203-1226.
- MALDONADO, A., & NELSON, C.H. (1999) - Interaction of tectonic and depositional processes that control the evolution of the Iberian Gulf of Cadiz margin. *Marine Geology* **155**: 217-242.
- ROUCOUX, K.H., DE ABREU, L., SHACKLETON, N.J., & TZEDAKIS, P.C. (2005) - The response of NW Iberian vegetation to North Atlantic climate oscillations during the last 65 kyr. *Quaternary Science Reviews* **24**: 1637-1653.
- SIDDAL, M., ROHLING, E.J., THOMPSON, W.G., & WAELBROECK, C. (2008) - Marine isotope stage 3 sea level fluctuations: data synthesis and new outlook. *Reviews of Geophysics* **46**: RG4003.
- ZAZO, C., GOY, J.L., DABRIO, C.J., BARDAJÍ, T., HILLAIRE-MARCEL, C., GHALEB, B., GONZÁLEZ-DELGADO, J.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.
- ZITELLINI, N., ROVERE, M., TERRINHA, P., CHIERICI, F., MATIAS, L., & BIGSETS TEAM (2004) - Neogene Through Quaternary Tectonic Reactivation of SW Iberian Passive Margin. *Pure and Applied Geophysics* **161**: 565-587.

ESCALONAMENTO DE PLATAFORMAS DE EROSÃO MARINHA NA PRAIA DE FORNELOS (MONTEDOR, VIANA DO CASTELO), NA PERSPECTIVA DO PATRIMÓNIO CIENTÍFICO E DIDÁCTICO

R. Carvalhido^{1,2 *}, D. Pereira^{1,2}, M. A. Araújo^{1,3,4}, A. Gomes^{1,3,4}, J. Brilha^{1,2}

¹CENTRO DE GEOLOGIA DA UNIVERSIDADE DO PORTO

²DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS DA TERRA DA UNIVERSIDADE DO MINHO

³DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA DA FACULDADE DE LÍNGUAS DA UNIVERSIDADE DO PORTO

⁴CENTRO DE ESTUDOS EM GEOGRAFIA E ORDENAMENTO DO TERRITÓRIO (CEGOT).

* CORRESPONDING AUTHOR: CARVALHIDO@DCT.UMINHO.PT

ABSTRACT

The present study identifies the staircase development of shore platforms at Montedor - Viana do Castelo, using the data obtained by the method of Communicating Vessels and GPS. It was found that both devices provide identical results and operation time. There were identified four different shore platforms above the actual (0,4/1,8 meters), at 2,8/3,4 - 4,5/5,5 - 6,6/7,4 and 8,5/9,2 meters. A tectono-eustatic origin of this staircase development is proposed, by excluding the influence of structural inheritance, such as sub-horizontal fracturing, in its genesis.

RESUMO

Com o presente estudo pretendeu-se identificar o escalonamento das plataformas de erosão costeiras existentes na área de Montedor - Viana do Castelo, tendo-se recorrido a uma técnica baseada no princípio dos vasos comunicantes e nos dados provindos de GPS. Verificou-se que ambos os métodos garantem resultados e tempo de operação semelhantes. Identificaram-se quatro superfícies de erosão marinha acima da actual (0,4/1,8 metros, aproximadamente), nomeadamente a 2,8/3,4 - 4,5/5,5 - 6,6/7,4 e a 8,5/9,2 metros, de provável origem tectono-eustática, excluindo-se a influência da fracturação subhorizontal na génese dessas estruturas.

INTRODUÇÃO

Este estudo integra-se num projecto que pretende contribuir para a sistematização e aprofundamento do conhecimento sobre a geomorfologia do litoral do concelho de Viana do Castelo, na perspectiva da evolução da paisagem geomorfológica. Através da identificação dos geossítios onde a biodiversidade possui características particulares, é possível conhecer e interpretar os processos geológicos promotores da evolução geomorfológica da região. As plataformas de erosão marinha constituem geoformas de magnitude diversa, com valor patrimonial geomorfológico, cuja conservação deve ser assegurada pelas autoridades locais e nacionais (BRILHA, 2005). Com o presente trabalho pretende-se identificar o escalonamento das plataformas costeiras de Viana do Castelo, no sector de Montedor e analisar a adequação de dois métodos de medição aos objectivos propostos.

Apesar do concelho de Viana do Castelo possuir uma costa extensa, com cerca de 24 km, só cerca de 1/3 correspondem a troços rochosos. Os tipos litológicos com maior representatividade são os micaxistas quiastolíticos e os quartzitos (cerca de 5km), estes últimos, restringidos à Praia Norte e a retalhos em Areosa e Montedor, da Formação de Sta. Justa (Tremadociano/Arenigiano), entre outras fácies com menor representatividade pertencentes às formações da Desejosa (Câmbrico) e de Valongo (Landeiliano/Lanvirniano) (Pamplona, 2001). Os granitóides hercínicos constituem o tipo litológico menos frequente, aflorando em cerca de 3km. A praia de Fornelos fica localizada na vertente costeira sudoeste da colina de Montedor, a qual, constitui um maciço granítico que se ergue cerca de 75 metros acima do nível médio do mar, a norte de Viana do Castelo. Este trecho costeiro assume particular interesse para o presente

estudo, por ser constituído, à semelhança do troço costeiro do Cabedelo (a sul da foz do rio Lima) e da Gelfa, principalmente por granito, que se comporta como rocha mais resistente aos processos de meteorização e erosão que os outros tipos litológicos aflorantes nos restantes troços litorais.

À excepção da fácie quartzítica, que se mantém relativamente estável sob condições ambientais superficiais, as litologias de xisto, que dominam nos afloramentos da costa de Viana do Castelo, tendem a apresentar superfícies mal conservadas, raramente revelando traços de escalonamento evidentes na paisagem costeira. Nos locais que exibem retalhos aplanados razoavelmente conservados, como a Praia Norte (zona do Fortim da Areosa), é possível identificar desnivelamentos da plataforma costeira preservados em superfícies de reduzida extensão, isoladas pelo cruzamento dos alinhamentos estruturais herdados da tectónica frágil tardí-hercínica, de direcção predominante NNO-SSE, ENE-OSO, NE-SO e N-S, possivelmente reactivados durante o Quaternário (CABRAL, 1995), com a direcção de foliação dominante, segundo NO-SE.

A actividade neotectónica poderá contribuir para a criação de diferentes superfícies de erosão marinha, mas não se pode negligenciar o efeito das descontinuidades estruturais que potenciam a capacidade erosiva dos agentes geodinâmicos e que comandam a meteorização das rochas. As mesoformas em pináculo, típicas nas costas rochosas de xisto, constituem um exemplo que confirma a importância desse processo combinado (CARVALHIDO *et al.*, 2009), contribuindo para o desmantelamento das plataformas costeiras reduzindo-as, na maioria das vezes, a restos mais ou menos irregulares, só identificáveis através da isometria dos seus topos.

O troço costeiro objecto de estudo, foi seleccionado por constituir o sector que revela, dada a sua constituição cristalina (granítico-quartzítica), as melhores condições de resistência e preservação à acção dos agentes erosivos e que conserva a maior riqueza em termos de presença de superfícies escalonadas na plataforma litoral. A identificação de elementos geomorfológicos adicionais, indicadores do estacionamento do nível do mar a cotas diferentes da actual, nomeadamente, as sapas e as marmitas-de-gigante, cartografadas a diversas altitudes, bem como as geoformas típicas de evolução dos pavimentos graníticos - como os blocos, os *kluftkarren*, os pavimentos ondulados, os pedúnculos, entre outros (CARVALHIDO *et al.*, 2009), foram também factores determinantes na escolha do local de estudo.

A interpretação do escalonamento da plataforma costeira de Fornelos - Montedor, constitui uma tarefa complexa, dada a combinação de processos de origem endógena e exógena, que concorreram para a sua geração, nomeadamente: 1) a densa rede de alinhamentos estruturais que corta todo o maciço de Montedor e a área em estudo, cujo rejogo recente poderá ter originado a fragmentação de antigas plataformas, desnivelando diferentes sectores dentro da mesma plataforma; 2) a taxa média de rebaixamento geral das superfícies rochosas, que para as litologias de xisto, se estima ser dez vezes superior à que se verifica em granitos (WOODROFFE, 2002; STEPHENSON *et al.*, 2008), impede, dada a diversidade de tipos litológicos aflorantes na costa de Viana do Castelo, a generalização dos estacionamentos do nível do mar, baseada em interpretações assentes fundamentalmente no critério altimétrico, pelo que as inferências deverão ser compartimentadas; 3) a actividade neotectónica imprime, segundo CABRAL (1995), uma taxa estimada de levantamento para a região estudada de 0,1-0,2 mm/ano, durante o Quaternário; 4) a plataforma litoral bem como a escarpa da serra de Sta. Luzia terão feito parte de um sistema periglaciar instalado durante a fase intermédia do Würm, há cerca de 38000 anos (BLANCO CHAO *et al.*, 2003), dando origem, principalmente por processos solifluxivos associados às águas de fusão, aos depósitos que constituem a Formação Areno-Pelítica de Cobertura (ARAÚJO, 1984; RIBEIRO, 2003), a qual, terá contribuído

para a fossilização da plataforma marinha do *Eemiano* que serviu como substrato à sua deposição. Os materiais argilosos em que os clastos estão envolvidos, criam um interface permanentemente húmido com o substrato, acelerando a sua meteorização, sendo expectável uma taxa de rebaixamento destes afloramentos superior à esperada. A detecção dos níveis marinhos do *Eemiano* pode ser percepcionada, mediante o critério estratigráfico, pela identificação de depósitos-relíquia conservados *in situ* dessa formação, como os que ocorrem a 120 metros, a sul da Praia de Fornelos, sobre o substrato granítico, à cota de base entre os 4,4 e os 5,4 metros.

METODOLOGIA

O trabalho de campo e o conhecimento prévio da região foram essenciais para a definição do sector de estudo, processo que foi auxiliado pela análise e manipulação assistida por computador de ortofotomaps, e cartografia digital 1:10k, com os softwares ESRI Arcgis 9.2® e Adobe Photoshop CS4®. Após a selecção inicial da área, definiram-se os transectos a realizar, cuja escolha recaiu nos troços que exibem maior número e amplitude de superfícies escalonadas. Procedeu-se, de seguida, ao apuramento de cotas das superfícies identificadas, recorrendo-se a dois dispositivos: 1) a um GPS da marca Leica, modelo SR20 (Figura 1A), que permitiu definir cotas absolutas e 2), a um dispositivo de baixo custo, construído pela equipa e baseado no princípio físico dos vasos comunicantes (Figura 1B), proposto por SANTOS (1994).



Figura 1. Dispositivos usados na medição das superfícies costeiras: (A) GPS Leica/SR20 e (B) dispositivo de vasos comunicantes.

Este instrumento é capaz de fornecer cotas por desnível relativo entre superfícies. Pretendeu-se comparar os resultados obtidos pelos dois instrumentos, com o objectivo de validar o segundo dispositivo e a técnica dos vasos comunicantes como procedimento passível de ser usado em estudos de geomorfologia costeira. Durante a execução das medições, por estacionamento dos dispositivos de medição nas superfícies seleccionadas, tivemos o cuidado de colher diversos pontos, de forma a delimitar, quer o bordo dos patamares, quer o limite inferior e superior das arribas que os separam. Procedeu-se, por fim, à identificação e aferição da inclinação dos planos de fracturação subhorizontal dos granítoides aflorantes, bem como dos alinhamentos estruturais da região, essencialmente pela análise dos ortofotomaps e aferição em campo, no sentido de apurar o comprometimento destas estruturas com o escalonamento das plataformas costeiras. Todos os valores apurados, apresentados neste trabalho, têm por referência o nível médio das águas do mar.

Foram efectuados cinco transectos, tendo-se escolhido os perfis que produziram resultados de melhor qualidade - A (1), B (4) e C (5) - (Figura 2 e 3), procedendo-se, *a posteriori*, à análise comparativa de resultados.



Figura 2. Panorâmica da Praia de Fornelos - Montedor, com a indicação dos transectos A, B e C.

RESULTADOS E INTERPRETAÇÃO

A área em estudo apresenta-se segmentada por vários alinhamentos estruturais, verticais a subverticais, cuja análise estatística, revelou como orientações preferenciais as direcções N-S, NE-SW e E-W, sendo esta última, a direcção mais representada (Figura 3A). A fracturação subhorizontal dos granitóides aflorantes, apesar de não ser muito intensa, foi também analisada, tendo-se apurado que o valor médio de inclinação dos planos é de 21°/NW (Figura 3B). De realçar a obtenção de duas medições (1/18) de 4°/W e 8°/NW, sendo a ulterior medição mais baixa de 18°/W e a mais elevada absoluta de 54°/NW. É importante notar a bipolarização da concentração da altitude dos planos subhorizontais nos quadrantes NW e W, perpendiculares à linha de costa.

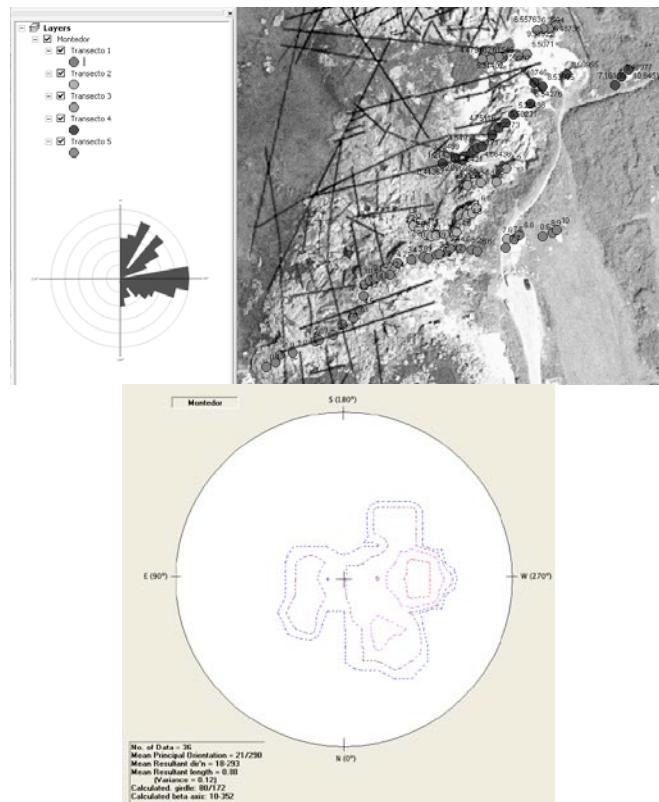


Figura 3. (A) Projecto SIG no software ArcMap 9.2®, com as *layers* trabalhadas: ortofotomap; transectos; alinhamentos estruturais e roseta de orientação dos alinhamentos estruturais (escala horizontal - 1:3700); (B) Projecção dos planos de fracturação subhorizontal na Rede de Schmidt (*Equal Area*), em ambiente GEORient 9.4®.

Os perfis realizados com recurso ao método dos vasos comunicantes permitiram identificar cinco retalhos de plataformas de erosão marinha, nomeadamente às cotas médias aproximadas de 0,8 (plataforma actual), - 2,9 (Platf. IV), - 4,4/5,2 (Platf. III), - 6,6/7,4 (Platf. II) e 8,5/9,2 metros (Platf. I), tendo-se apurado um valor médio de declive das superfícies de 2,5°/W-SW (Figura 4). Uma vez que os dados obtidos são relativos a uma superfície inicial, determinou-se o horário de cobertura desta plataforma pelo plano de água enchente, que possibilitou o cálculo da cota instantânea de maré e por conseguinte, da superfície.

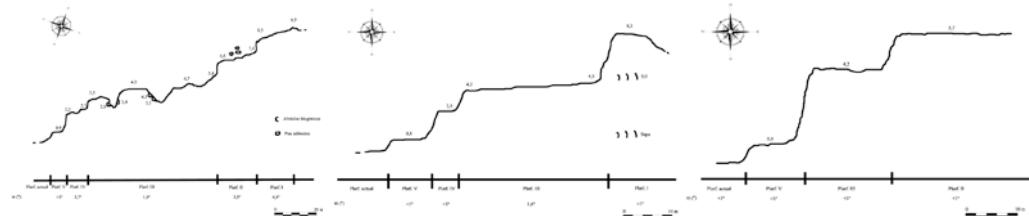


Figura 4. Perfis dos transectos A, B e C, realizados através de cotas obtidas pelo método dos vasos.

O método do GPS, apesar de mais cómodo de executar, requereu sensivelmente o mesmo tempo de recolha, tratamento e análise dos dados, relativamente ao método dos vasos comunicantes. Foram identificadas, aproximadamente, as mesmas plataformas (Figura 5), verificando-se um desvio médio de 10cm (máximo de 30 cm, pontual), relativamente às cotas apuradas pelo outro método: 0,4-1,8 (plataforma actual) - 2,8-3,4 (Platf. IV) - 4,5/5,5 (Platf. III) - 6,6/7,4 (Platf. II) e 8,5 metros (Platf. I). Esta diferença poderá estar relacionada com a aferição dos pontos em locais ligeiramente diferentes da plataforma, uma vez que, com o primeiro método, eles não foram georreferenciados previamente.

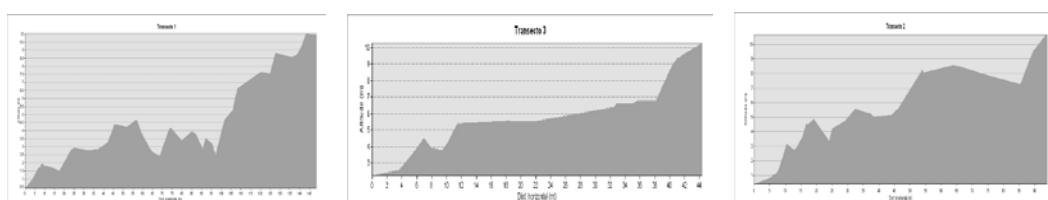


Figura 5. Perfis dos transectos A, B e C, realizados através de cotas obtidas pelo método do GPS.

O nível inferior 0,4-1,8 metros considera-se como plataforma de erosão marinha actual, uma vez que se verifica que o desenvolvimento destas geoformas se enquadra no intervalo altimétrico definido pelos valores médios da baixa-mar e da preia-mar (ARAÚJO & GOMES, 2009), apurados para o Porto de Viana do Castelo, de 1,07 e -1,06 metros, respectivamente. O valor máximo de preia-mar foi de 1,78 metros (FCUL, 2009), coincidente com o limite superior da plataforma actual identificada.

A análise das arribas que separam as diferentes plataformas marinhas (Figura 3A), a maioria coincidente com alinhamentos estruturais E-W, não revelou indícios de movimentos, nomeadamente, de rejeição vertical recente (neotectónica). Foram investigados aspectos como a recristalização, a presença macroscópica de cataclase em minerais de quartzo e feldspato no granito e, em filões pegmatíticos, bem como a integridade de encraves e de alvéolos biogénicos (CARVALHIDO *et al.*, 2009), atravessados por esses alinhamentos. Observa-se um perfil côncavo da totalidade das arribas talhadas em granito, contrariamente ao aspecto rectilíneo das arribas em quartzito, facto que deverá prender-se ao intenso dobramento que afecta esta formação. Apesar de não terem sido identificados indicadores de movimentação tectónica recente nos

afloramentos em estudo, admitimos a possibilidade, dado o número anormalmente elevado de patamares identificados a diferentes cotas, de uma oscilação vertical, em bloco, da colina de Montedor, que se encontra tectonicamente enquadrada num importante sistema de alinhamentos estruturais, sendo os mais significativos Paçô-Orbacém (NE-SO) e Carreço-Vile (NNE-SSO) (CARVALHIDO *et al.*, 2009).

A atitude apurada para a grande maioria dos planos subhorizontais (Figura 3B) que afectam a plataforma granítica permite assegurar que as superfícies identificadas não são herdadas destas descontinuidades, dado o desfasamento entre os valores determinados para as duas estruturas, uma vez que só cerca de 5% das atitudes medidas são compatíveis com as aferidas nas plataformas marinhas locais. Reforça-se, assim, a origem tectono-eustática das superfícies identificadas.

No futuro e para alicerçar uma proposta cronológica para os patamares identificados, vai-se proceder à datação de alguns depósitos relíquia existentes, bem como a um estudo mais detalhado, relativo ao comprometimento tectónico do bloco orográfico de Montedor.

CONCLUSÃO

A área de Montedor conserva cinco plataformas de erosão marinha, de origem tectono-eustática, sendo a mais baixa, a plataforma actual. Exclui-se a herança estrutural proporcionada pelos planos de fracturação subhorizontal dos granitóides aflorantes como causa da existência das ditas plataformas. Verificou-se que os dois métodos empregues apresentam resultados e tempos de operação semelhantes. Apesar do dispositivo de vasos comunicantes ser mais incômodo de manobrar, relativamente ao GPS, revelou-se um procedimento válido quer para trabalhos científicos em troços de área reduzida, quer como instrumento didáctico de apoio aos diversos graus de ensino.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi realizado no âmbito da bolsa de doutoramento (SFRH/BD/16438/2004), financiado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia. Agradecemos à Mestre Raquel Vieira e ao Doutor Rui Pereira do Laboratório de Biodiversidade Costeira do CIIMAR - UP, a cooperação na abordagem metodológica dos vasos comunicantes.

REFERÊNCIAS

- ARAÚJO, M.A. (1984) - "A Formação Areno-Pelítica de Cobertura - alguns resultados dum estudo preliminar". *Biblos*, Faculdade de Letras, Coimbra: Vol. LX, p. 71-89.
- ARAÚJO, M. A. & GOMES, A.T. (2009) - "The use of the GPS in the identification of fossil shore platforms and its tectonic deformation: an example from the Northern Portuguese coast". *Journal of Coastal Research*, SI 56 (*Proceedings of the 10th International Coastal Symposium*), 688-692, Lisbon, Portugal.
- BRILHA, J. (2005) - "Património geológico e geoconservação : a conservação da natureza na sua vertente geológica". Palimage, Viseu, 190 p.
- BLANCO CHAO, R.; COSTA CASAIS, M.; MARTÍNEZ, A.C.; PÉREZ ALBERTI, A.; TRENHAILE, A. (2003) - "Evolution and inheritance of a rock coast: western Galicia, northwestern Spain". *Earth Surface Processes and Landforms* **28**, p. 757-75.
- CABRAL, J. (1995) - "A Neotectónica em Portugal Continental". *Memórias do Instituto Geológico e Mineiro*, Lisboa, **31**, 265 p.
- CARVALHIDO, R., PEREIRA, D.; BRILHA, J. (2009) - "Geomorfologia e Património Geomorfológico do concelho de Viana do Castelo". *Cadernos Vianenses*, Viana do Castelo: Tomo XLIII (em publicação).
- FCUL (2009) - Previsão de Marés dos Portos Principais de Portugal. [Consult. 15-06-2009]. Disponível em WWW: <http://webpages.fc.ul.pt/~cmantunes/hidrografia/hidro_tabelas.html>.
- PAMPLONA, J (2001) - "Tectónica do antiforma de Viana do Castelo-Caminha (ZCI): regime de deformação e instalação de granitóides". *Tese de doutoramento*, Dep. Ciências da Terra, Universidade do Minho, Braga, 197 p.
- RIBEIRO, I. (2003) - "Deformação neotectónica pós-plistocénica na zona costeira entre os rios Minho e Ave". *Tese de Doutoramento*, Dep. Ciências da Terra, Universidade do Minho, Braga, 357 p.

- SANTOS, A.M. (1994) - "Estudo e caracterização dos povoamentos bentónicos intertidais (substrato rochoso) do norte de Portugal". *Tese de Mestrado, Universidade do Porto*, Porto, 110 p.
- STEPHENSON, W.J.; KIRK, R.M.; HEMMINGSEN, S.A.; HEMMINGSEN, M.A. (2008) - "Decadal scale micro erosion rates on shore platforms". *Geomorphology* (2008), doi:10.1016/j.geomorph.2008.10.013.
- WOODROFFE, C.D. (2002) - "Coasts: form, process and evolution". *Cambridge University Press, Cambridge*, 617 p.

OSCILAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR EM ARRAIAL DO CABO, RIO DE JANEIRO - BRASIL: REGISTRO LOCAL DA TRANSIÇÃO ENTRE O PLEISTOCENO E O HOLOCENO

J.W. A. Castro^{1 3}, K. Sugui²

^{1 3} Laboratório de Geologia Costeira, Sedimentologia & Meio Ambiente (Museu Nacional) UFRJ e

³ Departamento de Geologia - UFRJ. E-mail: jwacastro@gmail.com - castro@mn.ufrj.br

² Professor Emérito do Instituto de Geociências - USP.

² Professor Titular da Universidade Guarulhos

ABSTRACT

The beachrocks bodies in Cabo Frio island, Rio de Janeiro State, Brazil are constituted of discontinuous strips, parallel to the coastline presenting emerged and submerged zone. This work aims to study the relative sea-level changes from the investigation of four (4) bodies emerged and submerged beachrocks. The methodology consisted of petrographic analysis, construction of digital model terrain - MDT and the radiocarbon dating. The results suggests that between 13,130 to 11,149 cal yr BP, a sea level fluctuation was around 5,0m, corresponding probably to negative fluctuation of - 4,5m and positive fluctuation of + 1,0m.

RESUMO

O presente trabalho tem como objetivo estudar as oscilações do nível do mar a partir da investigação de 4 (quatro) corpos emersos e submersos de arenitos de praia na ilha do Cabo Frio, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. A metodologia constou de coleta de material, análises petrográficas, elaboração do modelo digital do terreno - MDT e datação ao radiocarbono. Os resultados obtidos sugerem que entre 13.130 a 11.149 cal AP, ocorreu localmente uma variação do nível relativo do mar em torno de 5,0m, correspondendo provavelmente oscilações negativas de - 4,5m e positivas de + 1,0m.

INTRODUÇÃO

Indicadores de oscilações positivas e negativas do nível relativo do mar ao longo do tempo geológico foram identificados por diversos pesquisadores nos últimos 50 anos em várias partes do mundo. Trabalhos de reconstrução de antigas posições do nível relativo do mar durante os últimos 7000 anos realizados entre as décadas de 80 e 90 evidenciaram oscilações também para a faixa costeira do nordeste oriental, sudeste e sul do Brasil (MARTIN *et al.*, 1997). Um dos indicadores geológicos de níveis do mar pretéritos são as rochas de praia (*beachrocks*) bastante comuns no litoral da zona intertropical brasileira (SUGUIÓ, 2003). Essas rochas normalmente marcam a linha de costa pretérita, bem como a constituição sedimentar de antigas praias. Caracterizam-se de modo geral por areias quartzosas, variando desde fina a grossa até cascalhos e conchas de moluscos, entre outros, consolidados por cimento carbonático. Dispõem-se sobre uma faixa estreita e retilínea paralela à linha de praia, situados na zona de intermarés. Segundo RUSSEL (1962), a ocorrência desses corpos restringe-se as regiões tropicais e subtropicais ou ao cinturão quente entre as latitudes de 35° N e 35° S. O processo de litificação ocorre a partir do contato das águas do lençol freático com a água do mar, dissolvendo o carbonato das areias e precipitando-o em forma de calcita (MABESOONE, 1964). Frontal a praia do Farol na ilha costeira do Cabo Frio no município de Arraial do Cabo, Estado do Rio de Janeiro foram identificados 4 (quatro) alinhamentos pouco expressivos de rochas de praia, muito próximos uns aos outros. Os dois primeiros encontram-se emersos, entre o zero actual e a altitude de 1,0m, enquanto, os outros dois, apresentam-se submersos entre as cotas batimétricas de - 2,0 a - 4,5m. O presente trabalho tem como objetivo estudar as

oscilações do nível do mar na transição entre o Pleistoceno e Holoceno na ilha do Cabo Frio, utilizando rochas de praia “*beachrocks*” como indicador.

MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia consistiu de coleta de amostras emersas e submersas. As amostras submersas foram obtidas através de mergulho autônomo apoiado por um ecobatímetro portátil. A posição geográfica dos afloramentos emersos e submersos foi definida através de rastreador geodésico GPS pro mark 2. O Modelo Digital do Terreno - MDT foi elaborado através do programa Arc Scene 9.2. Durante essa etapa de trabalho utilizou-se à carta Enseadas do Cabo Frio, escala 1:20.000 (Marinha do Brasil) e informações obtidas em campo através de um ecobatímetro acoplado a um GPS. As amostras em um total de 5 (cinco) foram analisadas ao microscópio petrográfico e datadas ao ^{14}C no Laboratório Beta Analytic Radiocarbon Dating em Miami (Estados Unidos).

RESULTADOS

Os resultados das análises petrográficas das rochas emersas e submersas indicaram maiores diferenças texturais em relação à composição do material. As rochas emersas apresentam seleção bem mais elevada comparadas às submersas. A composição do material analisado em ambos os níveis de rochas de praia, é predominantemente carbonática, constituída de 80% de bioclastos (fragmentos de algas rodófitas e bivalves) e 20% de litoclastos de sienito e cristaloclastos de quartzo, anfibólio, piroxênio e feldspato, refletindo de certa forma as rochas alcalinas adjacentes. Na amostra Beta 248.721, na profundidade de - 4,5m, a idade foi de 10.460 +/- 70 anos AP, calibrada em dois sigmas entre 11.940 - 11.240 cal AP. Na amostra Beta 243.863, na profundidade de - 3,0, a idade foi de 10.250 +/- 50, calibrada em dois sigma entre 11.149 - 11.337 anos. Nessa profundidade também foi identificado, sobre as rochas de praia, um sambaqui datado em 2330 +/- 50 anos AP, calibrado em 1824 - 2089 anos (Beta 243864). Na amostra Beta 248.722 (nível médio atual) foi obtida uma idade de 11.210 +/- 80 AP, calibrada em dois sigmas entre 12.910 - 12.690 anos. Na amostra Beta 248.723 (1,0m acima do nível médio atual) foi obtida uma idade de 11.210 +/- 80 anos AP, calibrada em dois sigmas entre 13.130 - 12.860 anos. Os resultados obtidos sugerem que entre 13.130 a 11.149 cal AP, ocorreu localmente uma variação do nível relativo do mar em torno de 5,0m, correspondendo provavelmente oscilações negativas de - 4,5m e positivas de + 1,0m. Como a região da ilha do Cabo Frio é dominada por uma zona de ressurgência (água frias) é provável que o processo de litificação dessas rochas tenha ocorrido em condições de águas mais quentes em relação a actual.

AGRADECIMENTOS

Ao conselho Nacional de Pesquisa - CNPq pelo apoio financeiro (Projeto Variação do nível do mar ao longo do Estado do Rio de Janeiro - Edital Universal /2008).

REFÉRENCIAS

- MARTIN, L; SUGUIO, K; DOMINGUEZ, J.M. & FLEXOR, J.M. (1997) - “Geologia do quaternário costeiro do litoral norte do Estado do Rio de Janeiro e Espírito Santo”. CPRM, 104 p.
MABESOONE, J.M. (1964) - “Origin end age of the sandstone reefs of Pernambuco” (Northeastern Brazil). Journal Sedimentary Petrology, 34: 715 - 726 p.
RUSSEL, R.J. (1962) - “Origin of beachrocks”. Zeitschrift Für Geomorphologie. 6: 1 - 16 p.
SUGUIO, K. (2003) - “Geologia Sedimentar”. Edgar Blucher, São Paulo, 401 p.

FLUCTUACIONES EUSTÁTICAS DE PEQUEÑA ESCALA DURANTE EL SEGUNDO HIGHSTAND DEL OIS 5e (MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL, ESPAÑA)

C.J. Dabrio¹, A. Cabero², C. Zazo², J.L. Goy³, C. Hillaire-Marcel⁴, A. Yébenes⁵, J.A. González-Delgado³, J. Lario⁶, T. Bardaji⁷, P.G. Silva³, F. Borja⁸, A.M García-Blázquez³, B. Ghaleb⁴

¹Departamento de Estratigrafía e Instituto de Geología Económica, UCM-CSIC, Madrid, dabrio@geo.ucm.es

²Departamento de Geología, Mus. Nac. Ciencias Naturales, CSIC, Madrid, ocabero@mncn.csic.es,

mcnz65@mncn.csic.es,

³Departamento de Geología, U. Salamanca, joselgoy@usal.es, angel@usal.es, pgsilva@usal.es, amgb78@usal.es

⁴GEOTOP-UQAM, Canada, chm@uqam.ca, r13644@er.uqam.ca

⁵Departamento Ciencias de la Tierra y Medio Ambiente, U. Alicante, alfonso.yebenes@ua.es

⁶Departamento de Ciencias Analíticas, UNED Madrid, javier.lario@ccia.uned.es

⁷Departamento de Geología, U. Alcalá Madrid, teresa.bardaji@uah.es

⁸Área de Geografía Física, Facultad de Humanidades, U. de Huelva, fborja@uhu.es

ABSTRACT

Marine deposits of OIS 5e age (~135-117 Ka) are exposed in two little excavations (*Classic* and *New Quarries* of GOY *et al.*, 2006) near La Marina-El Pinet (Alicante). In the *Classic Q.*, oolithic (Unit 1), detrital (Units 2 and 3) and pink, gravelly (Unit 4) record sedimentation during three highstands inside OIS-5e. In the *New Quarry*, deposits correlated with detrital Units 2 and 3 (second highstand of OIS-5e) include at least 9 prograding, offlapping units representing foreshore and upper shoreface settings, separated by erosional surfaces and subaerial karstification, caused by repeated drops (~1-0.5m) inside the general falling trend of sea level. As the duration of the second highstand of the OIS-5e is estimated in ~7 to ~8 Ka, the conclusion is that sea level fluctuated with a sub-millennial periodicity.

RESUMEN

En dos antiguas canteras (*Cantera Clásica* y *Cantera Nueva* de GOY *et al.*, 2006) de La Marina-El Pinet (Alicante) afloran depósitos marinos del OIS 5e (~135-117 Ka). En la *C. Clásica* las facies oolíticas (Unidad 1), detriticas (U. 2 y 3) y conglomeráticas (U. 4) registran tres episodios de mar alto (*highstands*) dentro del OIS-5e. En la *C. Nueva* los depósitos correlacionados con las unidades detriticas U2 y U 3 (segundo *highstand* del OIS-5e) incluyen al menos 9 unidades progradantes (facies de *foreshore* a *shoreface* superior) dispuestas en *offlap* y separadas por superficies de erosión con rasgos de carstificación subaérea debidas a repetidos descensos del nivel del mar (~1-0,5m). Como la duración del segundo *highstand* del OIS-5e se estima en ~7 a ~8 Ka, la conclusión es que las fluctuaciones tienen una periodicidad sub-milenaria.

INTRODUCCIÓN

En La Marina – El Pinet (Alicante, Figura 1) afloran 10 terrazas marinas cuaternarias escalonadas. La más extensa (T8 de GOY *et al.*, 2006), está muy bien expuesta en dos canteras (*C. Clásica* y *C. Nueva* de GOY *et al.*, 2006) separadas un centenar de metros (Figuras 1 y 2), posee fauna senegalesa (*Strombus bubonius*, *Conus ermineus* y *Cantharus variegatus*, entre otras), y se asigna al pico del último interglaciar (OIS 5e, ~135-117 Ka), con dataciones de Th/U (BERNAT *et al.*, 1982; ZAZO *et al.* 2003; GOY *et al.* 2006) y racemización de aminoácidos (HEARTY *et al.*, 1986). La terraza se superpone a la T7 que contiene *S. bubonius* y *Cladocora caespitosa*. Las dataciones Th/U (TIMS) de éstos últimos arrojan una edad de ~190 Ka, asignada al OIS 7 (GOY *et al.*, 2006). En la *C. Clásica* se distinguen cuatro unidades que se correlacionan en este trabajo con las de la *C. Nueva* (CABERO, 2009) a partir del análisis de facies en el campo, cortes geológicos, paneles de correlación y estudios petrográficos y paleontológicos (Figura 2). De estos datos se deduce la existencia de varias oscilaciones eustáticas dentro del segundo *highstand* del OIS-5e y se estima su magnitud y frecuencia, dentro del modelo

general de una flecha litoral que crece hacia el N/NE y prograda hacia el E/SE (Figuras 1 y 2) expuesto en trabajos precedentes.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la *Cantera Clásica* (Figura 2), la Unidad 1 consiste en arenas finas oolíticas, con laminación paralela y cruzada de *ripples* de oscilación, depositadas en el *shoreface* superior-*foreshore*. Las Unidades 2 y 3 son de composición más detrítica y menos oolítica, sobre todo la U-3. La base de ambas unidades es erosiva y en conjunto progradan hacia el N-NE sobre las arenas oolíticas. Consisten en niveles conglomeráticos ricos en bivalvos y gasterópodos, que alternan con arenas bioclásticas con estratificación cruzada en surco. Se interpretan como depósitos infralitorales (*shoreface*) bajo la acción de tormentas que depositaron los niveles groseros. En los niveles conglomeráticos de la Unidad 3 aparecen restos de crecimientos de algas calcáreas incrustantes. El contenido faunístico sugiere la presencia de una plataforma rocosa con corales y algas rodofíceas por delante de la playa; y también una conexión cercana con un *lagoon*, lo que apunta a depósitos de la cara externa de una flecha litoral o isla barrera. La Unidad 4 forma el techo de la terraza T8; es de color rosado y cubre a las anteriores en *onlap*, sobre una superficie erosiva. Consiste en calcarenitas y conglomerados fosilíferos encrustados depositados en ambientes de *backshore* durante tormentas que aportan la fauna marina sublitoral.

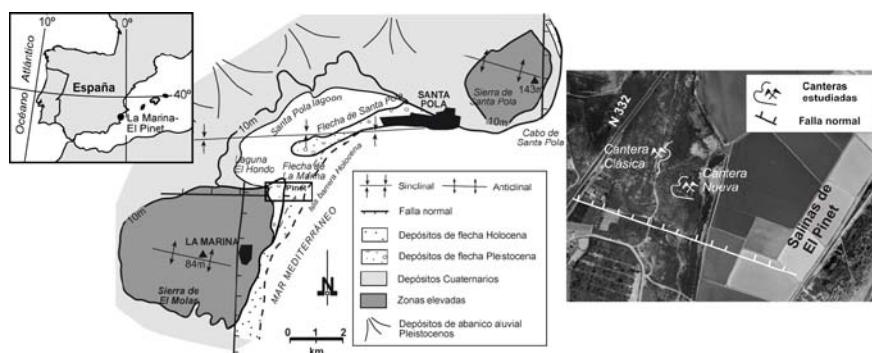


Figura 1. Las canteras de La Marina-El Pinet citadas en este trabajo y en los de ZAZO *et al.* (2003) y GOY *et al.* (2006).

Los sedimentos de la *Cantera Nueva* son arenas finas bioclásticas, bien clasificadas, con laminación paralela (facies de *foreshore*) y conglomerados con rodolitos, y moluscos: *C. glaucum*, *A. noae*, *Ctena decussata*, *A. tuberculata*, *C. rustica*, *S. bubonius*, entre otros (facies de *shoreface*), (Figura 3). Se disponen en unidades progradantes en *offlap* hacia el SE, separadas por superficies de erosión con rasgos de carstificación (Figura 2). Estas facies se han correlacionado con las unidades detríticas 2 y 3 de la *cantera Clásica*.

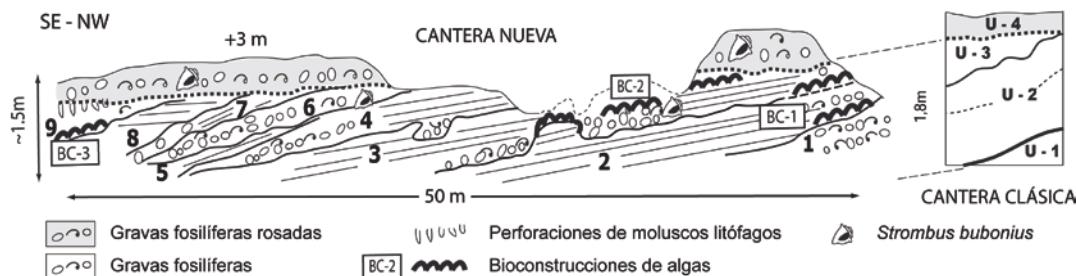


Figura 2. Unidades sedimentarias en la Marina, modificado de ZAZO *et al.* (2003), GOY *et al.* (2006) y CABERO (2009).

Asociadas a ellas aparecen parches bioconstrucciones (**BC-1** y **BC-2**) de algas calcáreas incrustantes (*Lithophyllum* sp. y *Melobesia* sp., entre otras), con morfología laminar, foliácea. Incluidos en ellas aparecen vermétidos, serpúlidos, pequeños gasterópodos y bivalvos (*Loripes lacteus*, *Bittium reticulatum*, entre otros). Se asientan sobre arenas bioclásticas (restos de gasterópodos, foraminíferos, bivalvos y algas coralinas articuladas e incrustantes), con fragmentos de roca carbonatadas y escasos oolitos. Aglutinan sedimento contemporáneo de grano más fino y composición litológica similar. El cemento es carbonatado, con una fase inicial de micrita peloidal, posteriormente alterada, y una fase final con fábricas fibroso-radiadas (Figura 3).

La bioconstrucción más reciente (**BC-3**) está compuesta de muro a techo, por una lumaquela pobre en oolitos, con matriz micrítica peloidal, y poros en los que precipita aragonito acicular; sobre ella crecen algas incrustantes laminares, y todo el horizonte está posteriormente colonizado por grandes bivalvos litófagos (Figura 3).

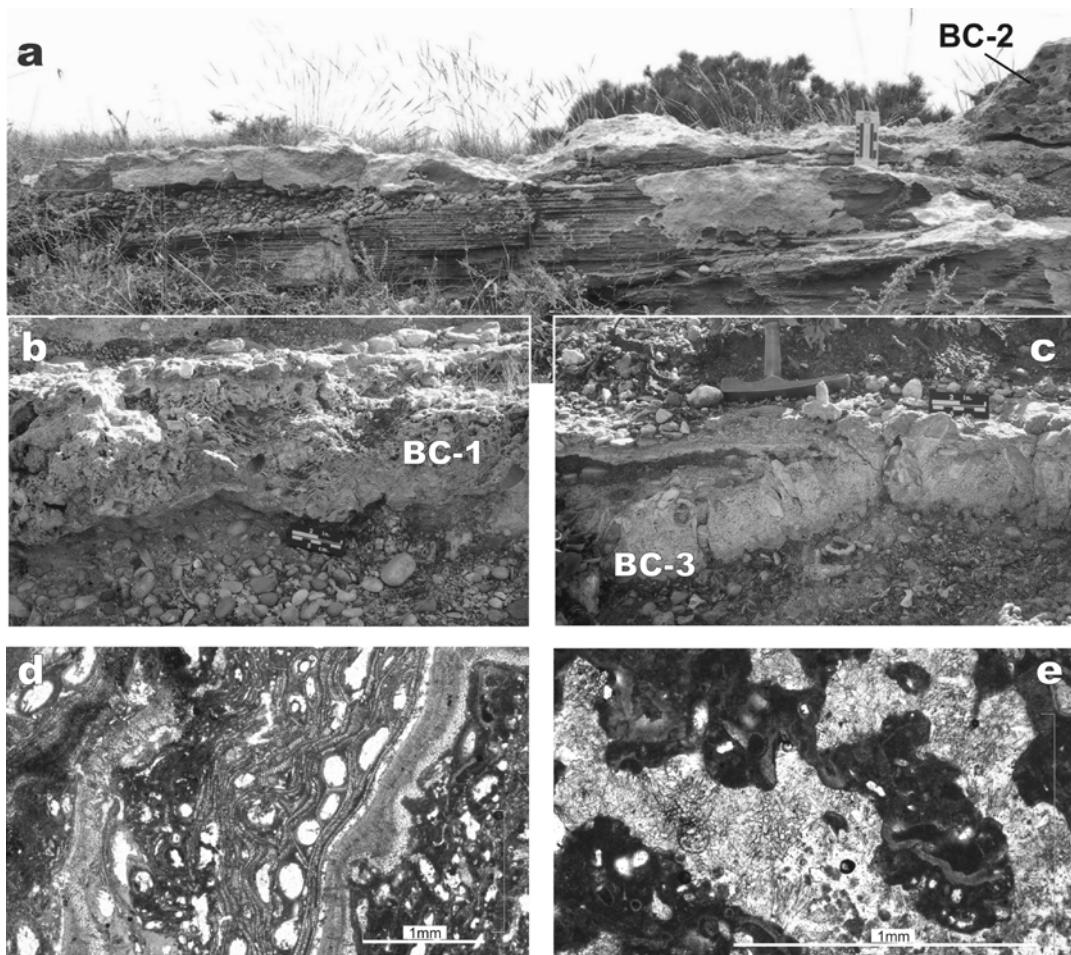


Figura 3. Aspecto en campo de las facies sedimentarias (a) y bioconstrucciones (a, b y c) en la C. Nueva. Fotos d y e: microfotografías de BC-2, con algas incrustantes (d), y procesos de disolución y precipitación de cemento (e).

Los crecimientos de algas calcáreas descritos pueden desarrollarse a diversas profundidades, pero la fauna acompañante (microgasterópodos y bivalvos típicos de ambientes someros con algas verdes) y las facies de playa sobre las que se asientan apuntan a un medio muy somero (*shoreface* superior en los primeros metros de columna de agua), en el que se produce la cementación submarina. Las diversas superficies de erosión, disolución y cementación manifiestan repetidas exposiciones subaéreas producidas por pequeños descensos del nivel del mar dentro de la tendencia general progradante (regresión forzada) de los depósitos del *shoreface* superior/*foreshore*. En la secuencia progradante se reconocen al menos 9 fluctuaciones eustáticas (Figura 2).

Sobre estos depósitos se apoya en *onlap* (Figura 2) una lumaquela rosada cementada, con cantos redondeados y matriz arenosa de grano medio, bioclástica interpretada como *shoreface* y que configura el techo de la T8 en esta zona. Se correlaciona por continuidad lateral, con la U. 4 de la C. Clásica y, desde el punto de vista paleogeográfico representa una subida eustática rápida.

CONCLUSIONES

Las unidades distinguidas en la cantera Clásica representan tres episodios de mar alto (*highstand*): el primero incluye la U. 1 (oolítica), el segundo las detríticas (U. 2 y 3) y

el tercero la conglomerática (U. 4). Este patrón coincide con la curva general (global) propuesta para la evolución del nivel del mar durante el OIS 5e (HEARTY *et al.*, 2007). Las facies de playa y sublitorales con bioconstrucciones y superficies de erosión de la cantera Nueva se correlacionan con las unidades detríticas (U. 2 y 3) del segundo *highstand* de la cantera Clásica y, dentro de ellas, se distinguen, al menos, nueve oscilaciones del nivel del mar por lo que se concluye que, durante el segundo *highstand* del OIS-5e (cuya duración se estima entorno a ~7-8 Ka), el nivel relativo del mar no fue constante sino que experimentó oscilaciones de corto periodo (inferiores al milenio) que, por su pequeña magnitud, han permanecido generalmente ignoradas.

AGRADECIMIENTOS

Proyectos CGL08-03998BTE; CGL08-04000BTE; Consolider-GRACCIE CSD2007-00067; NEAREST-GOCE-037110; Grupo Investigación UCM: 910198; GEOTOP-UQAM Can. Contrib. IGCP 495, INQUA Coastal and Marine Processes Com., TPCI-A/017978/08.

REFERENCIAS

- BERNAT, M.; ECHAILLER, J.V. & BUSQUET, J.C. (1982). Novelles datations I₀-U sur des Strombes du Dernier Interglaïaire en Méditerranée. *Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences, Paris. II*, **295**: 1023-1026.
- CABERO, A. (2009). *Registro costero de los cambios eustáticos y climáticos durante los interglaciares recientes cuaternarios: S y SE Peninsular, Islas Baleares, Canarias y Cabo Verde*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca.
- GOY, J.L.; HILLAIRE-MARCEL, CI.; ZAZO, C.; GHALEB, B.; DABRIO, C.J.; GONZÁLEZ-DELGADO, J.A.; BARDAJÍ, T.; CIVIS, J.; PREDA, M.; YÉBENES, A. & FORTE, A.M. (2006). Further evidence for a relatively high sea level during the penultimate interglacial: open system U-series ages from La Marina (Alicante, East Spain). *Geodinamica Acta*, **19**/**6**: 409-426.
- HEARTY, P.J.; MILLER, G.H.; STEARNS, CH. & SZABO, B.J. (1986). Aminostratigraphy of Quaternary shorelines in the Mediterranean basin. *Geol. Soc. Am. Bull.* **97**: 850-858.
- HEARTY P.J.; HOLLIN, J. T.; NEUMANN, A. C.; O'LEARY, M. J.; McCULLOCH, M. (2007). Global sea-level fluctuations during the Last Interglaciation (MIS 5e). *Quaternary Science Reviews*, **26**: 2090-2112.
- ZAZO C.; GOY J.L.; DABRIO C.J.; BARDAJÍ T.; HILLAIRE-MARCEL C.; GHALEB B.; GONZÁLEZ-DELGADO J.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.

DESCRIÇÃO DA CONFIGURAÇÃO DA LINHA DE COSTA AO LONGO DO ARCO LITORAL TRÓIA-SINES

C. Gama¹, L. Albardeiro¹, P. Baptista²

¹Departamento de Geociências, Centro de Geofísica de Évora, Universidade de Évora, cgama@uevora.pt, lalbarde@uevora.pt

²Departamento de Geociências, Centro de estudos do Ambiente e do Mar, Universidade de Aveiro, renato.baganha@ua.pt

ABSTRACT

Aerial photography of 1996, 2001 and 2002 were used to obtain the alongshore characterization of subaerial beach width of the Tróia-Sines embayed coast. The *Digital Shoreline Analysis System* (DSAS) extension for ArcGIS v.9.0 was used to describe the variation of the shoreline configuration. The Tróia-Sines embayed coast is characterized by the southward increase of the beach width and berm high. Despite the similarity between the alongshore shoreline configuration, the variation of the subaerial beach width, allowed the definition of four main sectors. A singular accretion tendency is observed at the northern extreme of the Tróia spit. An erosion spot is located close to the Sol-Tróia resort.

RESUMO

Fotografias aéreas de 1996, 2001 e 2002 foram usadas para caracterizar as variações longitudinais da largura da praia emersa ao longo do Arco Litoral Tróia-Sines. A extensão *Digital Shoreline Analysis System* (DSAS), para ArcGIS v.9.0, foi usada para calcular as taxas de evolução da praia emersa a partir das configurações da linha de costa. O Arco Litoral Tróia-Sines é caracterizado pelo aumento em direcção a sul da largura da praia e altura da cota da berma frontal. Apesar da proximidade entre as configurações da linha de costa estudadas, a variação da largura da praia emersa permitiu a definição de quatro sectores. No extremo norte da restinga de Tróia é notória a tendência de acreção. Junto ao empreendimento Sol-Tróia identifica-se um sector erosivo.

INTRODUÇÃO

A análise de fotografia aérea permite descrever, qualitativamente e quantitativamente, as principais variações morfológicas da linha de costa (e.g. SMITH & ZARILLO, 1990). A configuração da linha de costa em baía, regra geral descreve um estado de equilíbrio compatível com as condições de agitação dominantes (SHORT & MASSELINK, 1999). Contudo, a variação do clima de agitação sobretudo após temporais, induz a ocorrência de um fenômeno designado por rotação da praia (“beach rotation”). Este fenômeno permite o restabelecimento do estado de equilíbrio, conferindo a estas linhas de costa a designação de troços costeiros estáveis. A extensão *Digital Shoreline Analysis System* (DSAS) permite calcular taxas de evolução de linha de costa, partindo de séries temporais que descrevem a sua configuração (THIELER *et al.*, 2009).

OBJECTIVO

O Arco Litoral Tróia-Sines (ALTS) corresponde a uma costa arenosa cuja geometria define um arco litoral arenoso e contínuo de cerca de 65km de comprimento, limitado a Norte pela embocadura do Rio Sado e a Sul pelo Cabo de Sines (Figura 1A). No presente estudo pretendeu-se descrever a variação longitudinal da configuração da linha de costa e da largura da praia emersa ao longo deste troço costeiro.

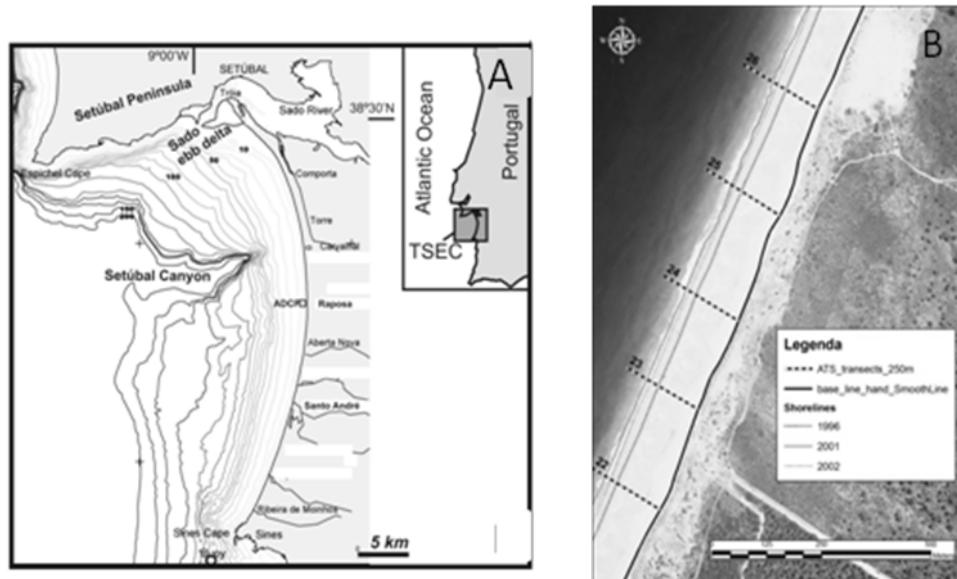


Figura 1. (A) Área de estudo e (B) Exemplo da aplicação do DSAS a um sector do ALTS, sobre fotografia aérea de 2002: transeptos (a tracejado); linha de base (a cheio) e linhas de costa (a cintento).

METODOLOGIA

Tendo por base as fotografias aéreas verticais do troço costeiro compreendido entre Tróia e Sines para as datas de 1996 e 2002 (escala 1:8 000), foram criados dois mosaicos da área de estudo partindo da georeferenciação de cada um do conjunto de fotografias. A informação obtida foi implementada num SIG usando o software ArcGis™ 9x (ESRI, 1999). A informação foi complementada recorrendo aos ficheiros vectoriais (DWG) produzidos pelo INAG e relativas ao ano de 2001. A linha de vegetação definida nestes ficheiros foi considerada como linha de base uma vez que descreve o limite entre a praia emersa e a base da duna ou da arriba. Para cada um dos voos foi desenhada manualmente a linha de costa, considerando esta como a interface entre o limite do espraiado e o topo da primeira berma. Para o não de 2001 foi considerada a linha de costa definida pelo INAG. A aplicação da extensão *Digital Shoreline Analysis System* (DSAS) (THIELER *et al.*, 2009) permitiu descrever, de forma automática, a evolução da linha de costa partindo das duas séries temporais estudadas. Foram assim gerados 260 transeptos, espaçados 250m, entre a linha de base e a linha de costa (Figura 1B). A informação altimétrica e planimétrica contida nos ficheiros vectoriais (DWG) permitiram a geração de um modelo digital de terreno da praia emersa.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na Figura 2 é descrita a variação da configuração da linha de costa, ao longo do ALTS entre 1996 e 2002. A extensão DSAS estimou estatisticamente a variação entre datas sucessivas para cada um dos 260 transeptos. Na Figura 2 é apresentada a variação entre a linha de base e a linha de costa, expressa pela variação da largura da praia, entre cada uma das datas.

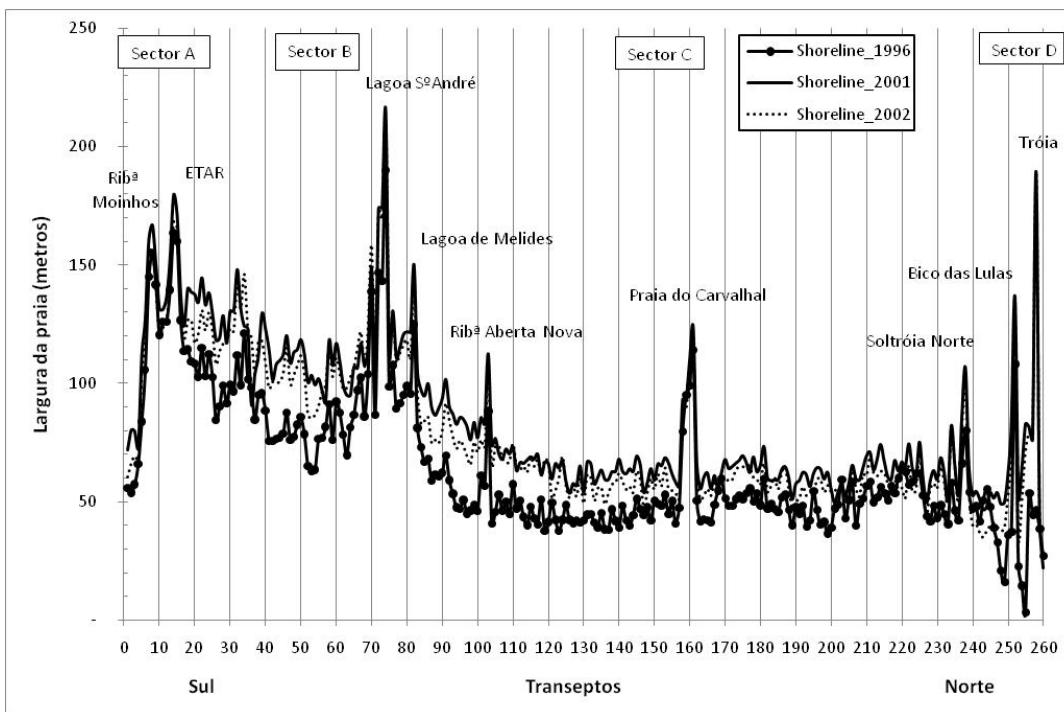


Figura 2. Variação da largura da praia ao longo do ALTS (260 transeptos) para as linhas de costa de 1996, 2001 e 2002.

É visível a tendência geral de aumento da largura da praia de norte para sul e entre 1996 e 2001/2002. Os resultados obtidos permitiram a definição de quatro sectores distintos. O sector A compreendido entre a praia do Norte e o limite norte da desembocadura da lagoa de Ribeira de Moinhos. O sector B que se estende até à Lagoa de Melides. O sector C, mais extenso, compreendido entre a Lagoa de Melides e o empreendimento Sol-Tróia. O sector D, corresponde a um sector de características mais variáveis, definido entre o empreendimento Sol-Tróia e Tróia. A maior variabilidade da largura da praia emersa observa-se nos sectores A e D correspondentes aos extremos do troço costeiro em estudo. No extremo de Tróia regista-se um aumento da extensão da praia emersa, entre 1996 e 2002, em cerca de 145m. Esta tendência de acumulação foi anteriormente descrita por outros autores (e.g. CARAPUÇO, 2005) para o período compreendido entre Abril de 2001 e Maio de 2003. Já na zona compreendida entre o empreendimento Sol-Tróia e a zona do Bico das Lulas, é evidente um episódio erosivo traduzido pela diminuição da largura da praia em cerca de 20 m. Para sul os picos de variação da largura da praia resultam da destruição antrópica da duna frontal (e.g. Praia do Carvalhal), das oscilações induzidas por linhas de água (Aberta Nova) ou por variações na topografia da barreira detrítica que separa as lagoas costeiras do mar (Lagoa de Melides e de Sto. André). A similitude entre a configuração da linha de costa entre 2001 e 2002 apontam para a presença de uma configuração média da linha de costa que descreve o Arco Litoral Tróia Sines. Já a clara diferença entre a configuração da linha de costa entre 1996 e 2001/2002 merece uma análise mais detalhada. De acordo com os resultados de JACOB *et al.* (2009), em Janeiro de 1996 ocorreu um temporal que afectou todo o troço costeiro em estudo induzindo um gradiente de energia ao longo do ALTS superior aos descritos pelos temporais de 2001. Dado que o levantamento de fotografia aérea que serve de base à configuração da linha de costa, é de Julho de 1996, é de esperar

que parte das diferenças registadas entre 1996 e 2001/2002 se reportem um período de recuperação deste troço costeiro face ao temporal de Janeiro de 1996. A criação de perfis topográficos ao longo dos transeptos considerados, tendo por base o modelo digital de terreno (MDT), reforça a variação longitudinal da largura da praia emersa sendo a mesma acompanhada pela variação da cota da primeira berma. Esta aumenta de Norte para Sul, em média, entre os 4 e os 9m acima do NMM (GAMA, 2005).

CONCLUSÕES

A utilização do software DSAS permitiu descrever e quantificar as variações da configuração da linha de costa ao longo do Arco Litoral Tróia-Sines, numa escala temporal curta de seis anos (1996 a 2002). As linhas de configuração apresentam um padrão idêntico, apontando para uma configuração média da linha de costa, caracterizada pelo aumento da largura da praia de Norte para Sul. Foram definidos quatro sectores distintos em função da largura da praia amersa. No extremo da restinga de Tróia é clara a tendência de acumulação sedimentar, expressa pelo aumento da largura da praia emersa. As zonas de erosão são pontuais e localizadas: no troço compreendido entre a zona a sul do empreendimento Sol-Tróia e o Bico das Lulas, junto a lagoas costeiras ou adjacentes a apoios de praia. Num futuro próximo estes resultados serão incrementados com a introdução de um modelo digital de terreno de pormenor de toda a área de estudo, obtido a partir de um levantamento de campo utilizando um sistema DGPS multi-antena adaptado a um veículo tipo moto-quatro.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi suportado pelo projecto INSHORE (*INtegrated System for High Operational REsolution in Shore Monitorization* - PTDC/AMB/73169/2006).

REFERÊNCIAS

- CARAPUÇO, M. (2005). Morfodinâmica do vértice Noroeste da Península de Tróia–Portugal. *MSc thesis*. Universidade do Algarve.
- ESRI (1999). Environmental Systems Research Institute (ESRI) 1999. ArcView Spatial analyst extension. *ESRI*, Redlands, CA, USA.
- GAMA, C. (2005). Dinâmica de Sistemas Sedimentares do Litoral Ocidental Português a Sul do Cabo Espichel. *PhD thesis*, Universidade de Évora, 359 p.
- JACOB, J.; GAMA; C; SALGADO, R.; LIU, J. & SILVA, A. (2009). Shadowing effects on beach morphodynamics during storm events on Tróia-Sines ambayed coast, southwest Portugal. *Journal of Coastal Research*, SI56, ICS2009, pp: 73-77.
- SHORT, A.D. & MASSELINK,G., (1999). Embayed and structurally controlled beaches.In:Short, A.D. (1999) (ed), *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*. Chichester:Wiley, pp 142-161.
- SMITH,G. L., & ZARILLO, G. A. (1990). Calculating long-term shoreline recession rates using aerial photographic and beach profiling techniques. *Journal of Coastal Research* 6, pp.110-1120.
- THIELER, E.R., HIMMELSTÖSS, E.A., ZICHICHI, J.L., & ERGUL, A. (2009). Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0 - An ArcGIS extension for calculating shoreline change: U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1278.(<http://pubs.usgs.gov/of/2008/1278/>).

PALEOECOLOGIA DE FORAMINÍFEROS BENTÔNICOS DO QUATERNÁRIO DA BAÍA DE SEPETIBA, RIO DE JANEIRO – BRASIL

L.L.M. Laut, M.A.C. Rodrigues, I.M.M.M. Clemente, L.G. Mentzingen, M.P. Pinheiro

Laboratório de Micropaleontologia – LabMicro, Departamento de Estratigrafia e Paleontologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro – UERJ (lazarolaut@hotmail.com; tutuca@gmail.com; [iarammc@hotmail.com](mailto;iarammc@hotmail.com); le_mentzingen@yahoo.com.br; marianap_pinheiro@yahoo.com.br)

ABSTRACT

The present work aimed to achieve a paleoecology of the assemblage of benthic foraminifera of quaternary fauna from Coastal Complex Guaratiba-Sepetiba. Five assemblages of foraminifera were identified in three cores corresponding to five different sedimentary environments indicating changes in relative sea level in this area. An assemblage composed of marine organisms was identified in 4.8 m depth, suggesting a marine transgression at 5.200 BP. After this event there was a regression with a succession of marine sedimentary environments interpolating (estuary, lagoon and mangrove). The present physiography is configured since 1.200 BP.

INTRODUÇÃO

O complexo Guaratiba-Sepetiba compreende três regiões geomorfológicas distintas entre elas a Baía de Sepetiba caracterizada por planícies litorâneas quaternárias e pelo embasamento pré-cambriano, granito-gnáissico, que constitui a Serra do Mar (BRÖNNIMANN *et al.*, 1981). Nas adjacências desta laguna instala-se uma ampla área de sedimentação intermaré, onde se desenvolvem planícies de inundação dominadas por manguezais.

Esta região tem uma importante função econômica para o Estado do Rio de Janeiro devido às atividades portuária, industriais e pesqueiras. A riqueza paisagística também favorece o crescimento do ecoturismo.

A ocupação crescente da costa gerou problemas ambientais que levaram ao surgimento de diversos trabalhos de monitoramento da qualidade ambiental desses ecossistemas.

Dentre os vários grupos de organismos utilizados como ferramentas de estudo da compreensão do funcionamento desses ambientes, as associações de foraminíferos tem se mostrado como um método extremamente eficiente em estudos ambientais e bioestratigráficos.

Esse fato ocorre porque estes organismos respondem rapidamente às mudanças ambientais que podem refletir diretamente na composição da população ou na ornamentação das testas e que somados ao bom potencial de preservação em sedimentos marinhos os qualificam como uma boa ferramenta paleoambiental.

No complexo Guaratiba/Sepetiba já foram realizados alguns estudos de grande importância taxonômica e de aplicação na caracterização dos ambientes sedimentares (TINOCO, 1965; ZANINETTI *et al.* 1976 e 1977; SUGUIO *et al.* 1979; BRÖNNIMANN 1984; ZANINETTI 1979; BRÖNNIMANN & ZANINETTI 1984; BRÖNNIMANN *et al.* 1981a, b, c; BUERLEN & HILTERMAN 1983).

OLIVEIRA-SILVA (2003) analisando vinte amostras da baía de Sepetiba identificou e quantificou 181 espécies de foraminíferos pertencentes as três principais ordens: Rotaliida, Textulariida e Miliolida com dominância das espécies de *Ammonia* e *Elphidium*. Usando-se análise de agrupamento puderam ser definidas três assembleias de organismos dentro da baía controlados pela salinidade e oxigênio dissolvido.

Uma grande diversidade de espécies de foraminíferos de regiões parálicas foram identificadas por LAUT (2003) e LAUT *et al.* (2006) ao longo dos canais de maré do

manguezal de Guaratiba. Dentre as quarenta e uma espécies identificadas *Arenoparrella mexicana*, *Haplophragmoides wilberti* e *Trochammina inflata* foram as mais constantes e abundantes. Puderam ser definidas no manguezal de Guaratiba quatro assembléias de foraminíferos que segundo os autores foram condicionadas a entrada de salinidade e ao material em suspensão.

O presente trabalho teve como objetivo realizar uma abordagem paleoecológica das assembléias de foraminíferos bentônicos partindo da analogia entre a fauna atual e a quaternária no complexo lagunar Guaratiba-Sepetiba.

MATERIAIS E MÉTODOS

Foram analisados dois testemunhos coletados dentro da baía de Sepetiba e um localizado no manguezal de Guaratiba (Figura 1). Para o processamento das amostras de foraminíferos foram utilizadas 10 ml de cada intervalo dos testemunhos que foram processadas segundo a metodologia descrita em BOLTOVSKOY (1965). Para o tratamento estatístico foram usados os valores de abundância relativa das espécies nos intervalos do testemunho para uma análise de agrupamento em modo-Q usando-se a distância Euclidiana e método de ligação de Ward.

Duas datações por radiocarbono foram realizadas no testemunho TE (1,82m e 5,2m) equivalendo a uma idade de 565 A.P. e 6130 A.P. respectivamente (PERREIRA, 1998).

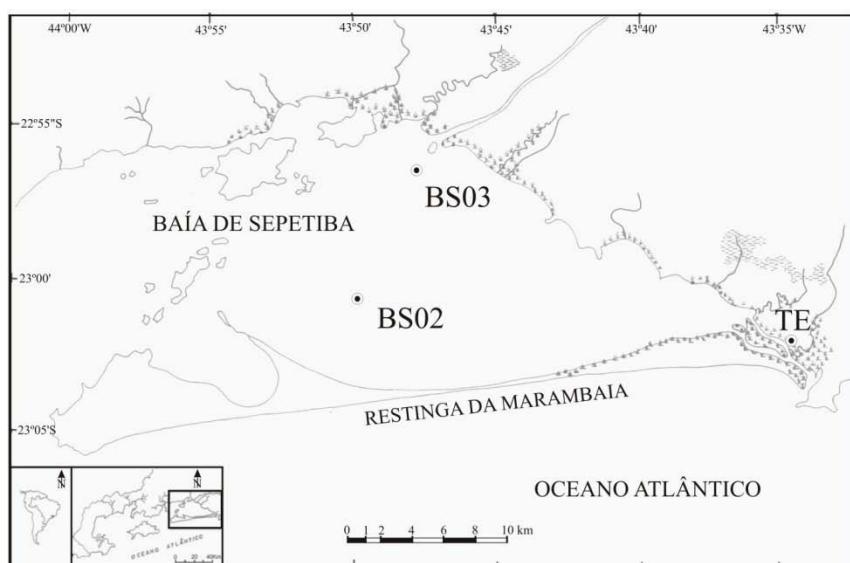


Figure 1. Localização dos testemunhos no Complexo Guaratiba/Sepetiba.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Nos testemunhos BS02 (1,7m) e BS03 (foram identificadas 108 espécies de foraminíferos sendo 71% destas pertencentes da ordem Rotaliida. As maiores concentrações de foraminíferos da ordem Textulariida foi encontrada em BS03 entre 1,5-1,3m e em BS02 foram encontrados somente no topo. Possivelmente os textularideos de BS02 são fruto do transporte atual. As espécies calcárias dominantes em ambos os testemunhos foram *Buliminella elegantissima*, *Bolivina* spp. típicas de regiões confinadas com grande concentração de matéria orgânica.

O testemunho TE (5,2m) localizado na franja do Mangue foi construído pela alternância entre sedimento arenoso e silte. Os maiores valores de matéria orgânica (10 a

20%) foram indentificados próximo ao topo diminuindo progressivamente em direção a base. Foram identificadas 69 espécies de foraminíferos em TE. Os miliolídios foram abundante entre 1,6m e 5,0m. Entre os intervalos de 0-1,4m, 3-3,8m e a 440m a composição da fauna foi quase que exclusivamente de textularídeos dominados por *A. mexicana*, *H. wilberti* e *T. inflata*. Esta fauna corresponde a fauna atual identificada por LAUT (2003).

Apesar do bom potencial de fossilização dos foraminíferos, o número de testas e a riqueza em todos os testemunhos foram decrescentes do topo para a base. Dissolução, quebra e transporte das testas podem mudar a composição das assembléias e alterar as interpretações paleoambientais. Nas primeiras camadas do sedimento onde há atuação de bactérias aeróbicas e anaeróbicas contribuem com o decaimento da matéria orgânica e o aumento do CO₂ o que resulta na dissolução dos foraminíferos calcários. Processos de sulfato-redução e priritização das testas também podem contribuir para a desagregação de testas de foraminíferos aglutinantes. Regiões com concentrações de matéria orgânica, pH alcalino e contaminação por metais pesados como a baía de Sepetiba são propensos a piritização das testas. A ocorrência de espécies de infântia e processos de seletividade na preservação são significantes para alterações na composição da assembléia. Foraminíferos calcários epifaunais, especialmente os Miliolídios são propensos a dissolução. Tal processo pode ter ocorrido no testemunho BS02 e BS03 pela baixa abundância e frequencia de Miliolídios e alta de rotalídos epifaunais como *B. elegantissima* e *Bolinina* spp. e *Bulinina* spp. O total de testas perdidas durante esses processos alteram as características da tanatocenose ampliando a noção de que em estudos paleoecológicos a comparação entre as assembléias deve ser feita com assembléias de organismos mortos que já iniciaram os processos tafonômicos e podem servir de análogos.

Na baía de Sepetiba a riqueza em sedimentos modernos é de 181 espécies segundo OLIVEIRA-SILVA (2003). O número menor de riqueza encontrada no testemunho BS02 e BS03 é um indicativo da atuação dos processos tafonômicos acima descritos.

Foram definidas cinco assembléias de foraminíferos ao longo dos três testemunhos estudados:

Assembléia A – corresponde ao manguezal atual estabelecido a partir de 1.200 anos A.P. Este nível regressivo pode ser constatado na curva de variação do nível relativo do mar estabelecido para o Rio de Janeiro por SUGUIO *et al.* (1985). Esta mesma assembléia de manguezal pode ser identificada no testemunho TE a 3,8 m correspondendo a um evento transgressivo ocorrido em torno de 3.200 A.P.

Assembléia B – é composta por foraminíferos tipicamente estuarinos. No testemunho BS03 marca o ambiente atual, pois se localiza na boca de um estuário e no TE pode ser observado a 2,2 – 2,6m marcando um período transgressivo.

Assembléia C – corresponde a uma assembléia típica de regiões marinhas rasas como lagoas e enseadas.

Assembléia D e E – corresponde a baía atual possivelmente com ambientes com diferentes profundidades. A assembléia D corresponde a uma profundidade menor que a E. A 4,8 m do testemunho TE pode ser identificado a Assembléia D indicando um período de transgressão marinha o em torno de 5.200 A.P.

CONCLUSÕES

No complexo costeiro Guaratiba/Sepetiba puderam ser definidas cinco assembléias de foraminíferos em testemunho no qual foi possível fazer análogos com as assembléias atuais e a distribuição em coluna sedimentar pode indicar variações do nível relativo do mar ao longo do Quaternário.

O máximo transgressivo identificado nos testemunhos teria ocorrido por volta de 5.200 A.P. Após esse período teria se iniciado a descida do nível do mar com pequenas oscilações que resultariam em alternância de ambientes entre estuários, lagunas e manguezais. O ambiente atual teria se estabelecido por volta de 1200 A.P.

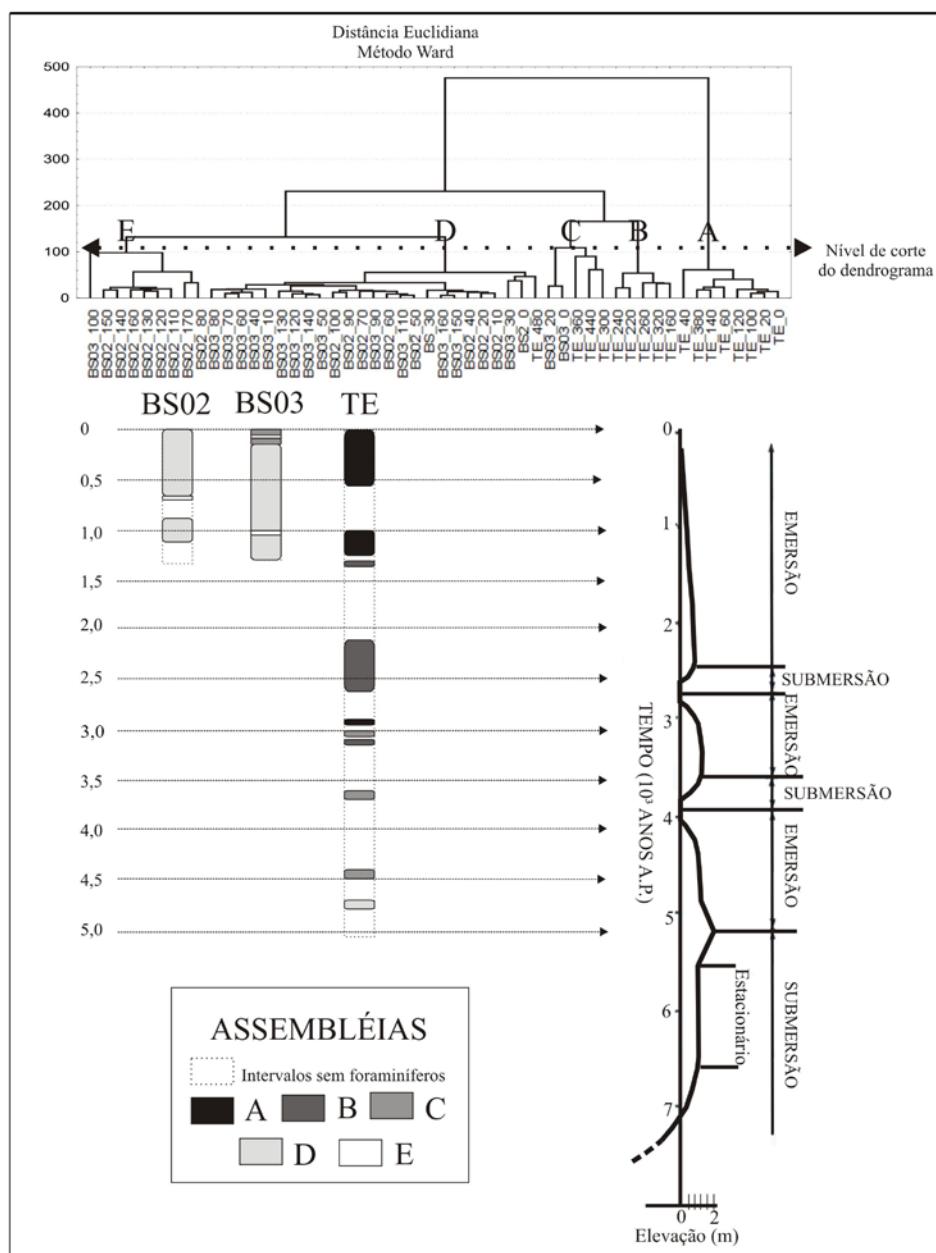


Figura 2. Correlação entre as assembleias de foraminíferos do Complexo Costeiro Guaratiba/Sepetiba e a curva de variação do nível relativo do mar no Quaternário do estado do Rio de Janeiro.

REFERÊNCIAS

- BEURLEN G. & HILTERMANN H. (1983). As Biocenoses de Foraminíferos do Mangue de Guaratiba, Rio de Janeiro, Brasil. Boletim Técnico da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 26, n. 4, p. 259-267.
- BOLTOVSKOY E. (1965). Los Foraminíferos Recientes: Biología, Métodos de Estudio y Aplicación Oceanográfica. Editora Universitaria de Buenos Aires, 509 p.
- BRÖNNIMANN P. & ZANINETTE L. (1984). Agglutinated Foraminifera Mainly Trochamminacea from the Baía de Sepetiba, Near Rio de Janeiro, Brazil. Revue de Paléobiologie, v. 3, n. 1, p. 63-115.
- BRÖNNIMANN P., MOURA J.A. & DIAS-BRITO D. (1981a). Estudos Ecológicos na Baía de Sepetiba, Rio de Janeiro, Brasil: Foraminíferos. In: Congresso Latino-Americano de Paleontologia, Porto Alegre, RS, p. 75-861.
- BRÖNNIMANN P., MOURA J.A. & DIAS-BRITO D. (1981b). Foraminíferos da Fácies Mangue da Planície de Maré de Guaratiba, Rio de Janeiro, Brasil. In: Congresso Latino-Americano de Paleontologia, Porto Alegre, RS, p. 91-861.
- BRÖNNIMANN, P. MOURA J.A. & DIAS-BRITO D. (1981c). Ecologia dos Foraminíferos e Microrganismos Associados da Área de Guaratiba/Sepetiba: Modelo Ambiental e sua Aplicação na Pesquisa de Hidrocarbonetos. Relatório 3549. Petrobras, 81p.
- Laut L.L.M. (2003). Biofisiologia, relações ecológicas e paleoecológicas de foramiñeros bentônicos recentes da planície de maré de Guaratiba, Rio de Janeiro. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, dissertação de mestrado, 140 p
- LAUT L.L.M.; KOUTSOUKOS E.A.M. & RODRIGUES M.A.C. (2006). Review of mangrove foraminifera from Guaratiba tidal plain, Rio de Janeiro, SE Brazil, collected in the early 70'. Anuário de Geociências, 29(1): 427-428.
- OLIVEIRA-SILVA P. (2003). Biofisiologia, relações ecológicas e paleoecológicas na baía de Sepetiba, Rio de Janeiro, com base na associação de foraminíferos bentônicos recentes. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, dissertação de mestrado, 136 p.
- PEREIRA S.D. (1998). Influencia da variação relativa do nível do mar no manguezal de Guaratiba – Baía de Sepetiba – RJ. Universidade Federal do Rio Grande do Sul (tese de doutorado), 123 p.
- SUGUIO K.; VIEIRA E.M.; BARCELOS J.H & SILVA M.S. (1979). Interpretação Ecológica dos Foraminíferos de Sedimentos Modernos da Baía de Sepetiba, Rio de Janeiro. Revistas Brasileiras de Geociências, 9 (4), p. 233-239.
- TINOCO, I de M. (1965). Contribuição à Sedimentologia e Microfauna da Baía de Sepetiba (Estado do Rio de Janeiro). Instituto Oceanográfico, Universidade Federal de Pernambuco, v. 7/8, p. 123-135.
- ZANINETTI L., BRÖNNIMANN P., BEURLEN G. & MOURA J. A. (1977). La Mangrove de Guaratiba et la Baie de Sepetiba, État de Rio de Janeiro, Brésil: Foraminifères et écologie: Archivées des Science, v.30, p. 161-178.
- ZANINETTI L., BRÖNNIMANN P., DIAS-BRITO D., ARAI M., CASALETTI P., KOUTSOUKOS E. & SILVEIRA S. (1979). Distribution écologique des foraminifères dans la Mangrove d' Acupe, Etat de Bahia, Brésil. Notes du Laboratoire de Paleontologie de l'Unirsité de Geneve, fasc. 4,n.1, p. 1-17.
- ZANINETTI, L. BRÖNNIMANN P., BEURLEN G. & MOURA J. A. (1976). La Mangrove de Guaratiba et la Baie de Sepetiba, État de Rio de Janeiro, Brésil: Foraminifères et écologie. Note préliminaire. Archivées des Science, v.11, p. 39-44.

EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL NO CORPO LODOSO DA PLATAFORMA CONTINENTAL ADJACENTE AO RIO GUADIANA, DURANTE OS ÚLTIMOS CA. 11500 ANOS

I. Mendes¹, J. A. Dias¹, J. Schönfeld², F. Rosa¹, Ó. Ferreira¹

¹CIMA, Universidade do Algarve, Edifício 7, Campus de Gambelas, 8005-139 Faro, imendes@ualg.pt

²Leibniz-Institute of Marine Sciences IFM-GEOMAR, Wischhofstr. 1-3, D-24148 Kiel, Germany

ABSTRACT

Benthic foraminifera and grain size analyses in core 5, integrated in a temporal framework, allowed the reconstitution of paleoenvironmental evolution during the last ca. 11500 Cal yr BP in the continental shelf off Guadiana River.

The results allowed the identification of two main general periods. From ca. 11500 to ca. 4200 Cal yr BP characterised by relatively homogeneous deposition of sediment type, decreasing mean grain size and by higher abundances of benthic foraminifera species with different ecological requirements, indicating an environment under the influence of sea level rise variations. The period between ca. 4200 Cal yr BP and present day characterised by the increasing of clayey fraction and higher abundances of benthic foraminifera characteristics from middle shelf associated with fine sediments, indicating an environment placed after the stabilization of mean sea level in the study area.

RESUMO

As análises dos foraminíferos bentónicos e da granulometria dos sedimentos no testemunho vertical 5, enquadrado numa escala temporal, permitiu reconstituir a evolução paleoambiental dos últimos ca. 11500 Cal anos BP na plataforma continental adjacente ao Rio Guadiana.

Os resultados permitiram identificar dois períodos gerais de deposição. De ca. 11500 a ca. 4200 Cal anos BP, caracterizado por deposição relativamente homogénea do tipo de sedimento, diminuição do tamanho médio do grão e por maiores abundâncias de espécies de foraminíferos bentónicos com requisitos ecológicos diferentes, indicam um ambiente influenciado pelas variações do nível médio do mar. O período de ca. 4200 Cal anos BP até à actualidade, caracterizado pelo aumento da fracção argilosa e maiores abundâncias de foraminíferos bentónicos característicos de plataforma média associados a sedimentos finos, indicam um ambiente que se estabeleceu após a estabilização do nível médio do mar.

INTRODUÇÃO

As sucessões sedimentares da plataforma resultam da interacção entre factores locais e de larga escala global. Localmente estes factores podem ser marés, ondas, correntes, afloramentos rochosos, entre outros. Factores a larga escala correspondem a variações do nível médio do mar, condições morfológicas que determinam os padrões regionais de sedimentação/erosão, e aos processos climáticos que controlam o transporte sedimentar para a plataforma.

Os foraminíferos bentónicos estão directamente relacionados com o ambiente em que estão integrados. Pequenas alterações nos parâmetros ambientais reflectem-se na alteração das suas biocenoses, tornando-os em excelentes ferramentas para estudos ecológicos e paleoecológicos.

A plataforma continental adjacente ao Rio Guadiana é uma zona complexa, altamente susceptível a mudanças climáticas, influenciada por fortes variações interanuais e variações em larga escala.

Este trabalho tem como objectivo reconstituir a evolução paleoambiental ocorrida desde o inicio do Holocénico, de uma sequência sedimentar retirada do corpo lodoso da

plataforma média adjacente ao Estuário do Guadiana, recorrendo a análises granulométricas, a datações por radiocarbono e ao estudo dos foraminíferos bentónicos.

MATERIAL E MÉTODOS

O testemunho vertical 5 foi colhido em Julho de 2002, durante a campanha CRIDA 0702, a bordo da embarcação *Aguayo*, pelo método de vibração. Este testemunho possui 353cm de comprimento, foi extraído da zona central do corpo lodoso da plataforma média, a 72m de profundidade, à latitude 37°1'54''N e longitude 7°20'44''W.

Foram efectuadas análises granulométricas da fracção fina pelo método de pipetagem e da fracção grosseira pelo método de peneiração, num total de 71 amostras. As datações de radiocarbono foram obtidas pelo método de AMS (Accelerated Mass Spectrometry) usando carapaças de foraminíferos bentónicos. A calibração das idades foi obtida usando o programa Calib 5.1 (STUIVER *et al.*, 2005), a curva MARINE 04 e o efeito reservatório local (delta R) foi aplicado segundo SOARES E DIAS (2006) e SOARES (2008). O estudo dos foraminíferos bentónicos foi baseado em 41 amostras, colhidas no testemunho a intervalos irregulares que variaram entre 2 e 12cm. A fracção >63µm foi analisada à lupa binocular, e um mínimo de 300 carapaças em cada amostra foram retiradas, identificadas, contadas e posteriormente calculadas as abundâncias relativas das várias espécies de foraminíferos.

RESULTADOS

A análise da variação cumulativa do tipo de sedimento ao longo do testemunho 5 (Figura 1a) permitiu observar que a fracção siltosa é a mais abundante e apresentou-se relativamente constante ao longo do testemunho, variando entre 43 e 66%. Desde a base do testemunho até aproximadamente aos 150cm (ca. 4200 Cal anos BP) a fracção arenosa varia entre 7 e 39% e a fracção argilosa entre 15 e 32%. Dos 150cm até ao topo do testemunho a fracção arenosa diminui progressivamente, apresentando valores inferiores a 1,2% nos últimos 50cm do topo, verificando-se um consequente aumento da fracção argilosa, que atinge percentagens superiores a 50% nos últimos 50cm do topo do testemunho. O tamanho médio do grão diminui da base para o topo do testemunho, tendo apresentando valores mínimos de 5,13 e máximos de 8,34 phi (Figura 1b). A cronologia do testemunho 5 foi baseada em quatro datações radiocarbono. A datação obtida na base do testemunho (350-352cm) indica que a deposição mais antiga na série recolhida se iniciou há 11183-11937 Cal anos BP (Figura 1). Entre a base do testemunho e o nível dos 207cm (ca. 10100 Cal anos BP), ocorreram as maiores taxas de acumulação de sedimento, estimadas em cerca de 10cm por século (taxas não corrigidas da compactação). A porção do testemunho imediatamente sobrejacente, entre os níveis 207cm e 150cm (ca. 4200 Cal anos BP), a taxa média de acumulação é 10 vezes inferior, correspondendo a cerca de 1cm por século (as menores taxas de acumulação de todo o testemunho).

O número de foraminíferos bentónicos por grama de sedimento seco variou entre 755 e 4543, com valores médios de 2474 indivíduos/g sedimento. Valores inferiores a 2000 indivíduos/g sedimento foram observados nos últimos 80cm a partir do topo do testemunho (Figura 1c). O número de espécies de foraminíferos bentónicos ao longo do testemunho 5 variou entre 46 e 74, com valores médios de 54 espécies por amostra. O maior número de espécies foi observado próximo à base e ao topo do testemunho (Figura 1d).

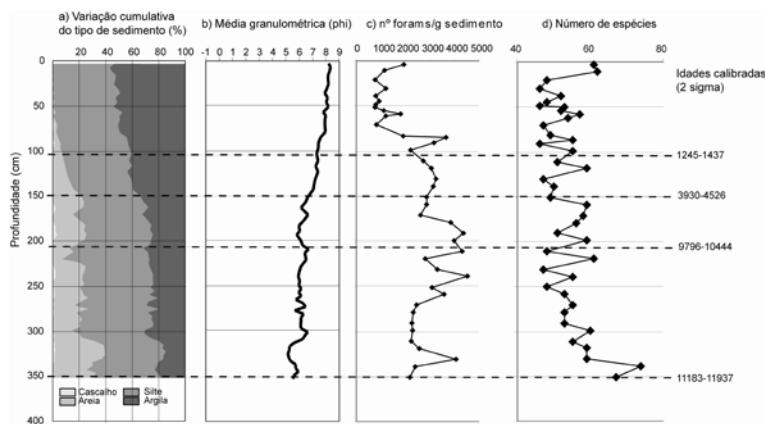


Figura 1. Análises efectuadas no testemunho vertical 5 e resultados das datações (Cal anos BP): a) variação cumulativa do tipo de sedimento; b) média granulométrica; c) número de foraminíferos bentónicos por grama de sedimento seco; d) número de espécies de foraminíferos bentónicos.

Dezassete espécies de foraminíferos bentónicos apresentaram abundância relativa superior a 5% em pelo menos uma amostra analisada. O comportamento da abundância individual de cada espécie ao longo do testemunho, permitiu dividi-las em dois grupos (Figura 2). Espécies que diminuem de abundância da base para o topo do testemunho ou que apresentam abundâncias inferiores a 1% nos 150cm superiores do topo do testemunho, fazem parte do Grupo I. Este grupo é constituído pelas espécies *Asterigerinata mamilla*, *Bolivina ordinaria*, *Bolivina pseudoplicata*, *Elphidium excavatum*, *Nonionella bradii*, *Nonionella iridea*, *Rectuvigerina phlegeri* e *Stainforthia fusiformis*. O Grupo II é constituído por espécies cuja abundância aumenta da base para o topo do testemunho ou espécies que aumentam de abundância a partir dos 170cm para o topo do testemunho. Fazem parte deste grupo as espécies *Brizalina dilatata*, *Brizalina spathulata*, *Bulimina aculeata*, *Bulimina marginata*, *Cassidulina laevigata*, *Cassidulina minuta* e *Epistominella vitrea*.

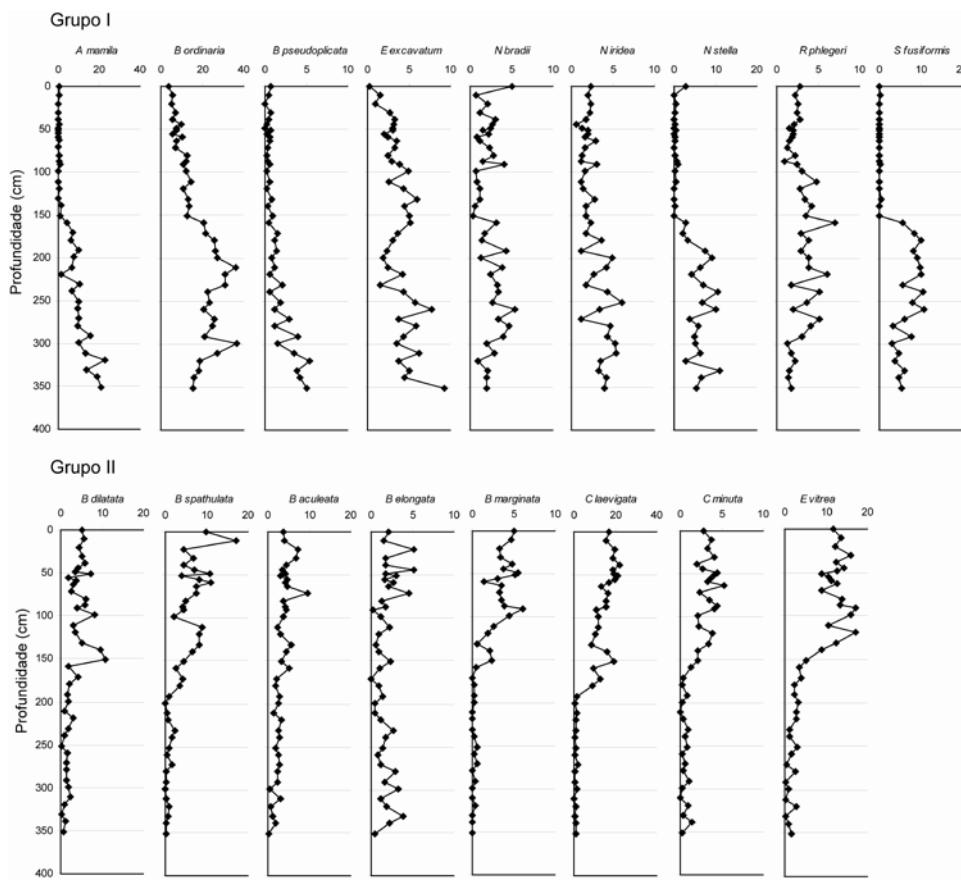


Figura 2. Variação com a profundidade das espécies com abundância relativa superior a 5%, em pelo menos uma amostra analisada.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

O testemunho vertical 5 reflecte as alterações ambientais ocorridas no corpo lodoso da plataforma continental adjacente ao Rio Guadiana durante os últimos ca. 11500 Cal anos BP, que corresponde ao início do Holocénico. Os resultados obtidos permitiram dividir genericamente o testemunho em dois grandes períodos de deposição. O primeiro período terá ocorrido entre ca. 11500 Cal anos BP (base do testemunho) e ca. 4200 Cal anos BP e o segundo período desde esta idade até à actualidade (topo do testemunho).

O primeiro período entre ca. 11500 a 4200 Cal anos BP, caracterizou-se pela deposição relativamente constante de areia, silte e argila, por uma ligeira diminuição da média granulométrica e pela maior abundância de espécies de foraminíferos bentónicos pertencentes ao Grupo I. Fazem parte deste grupo espécies com requisitos ecológicos diferentes: *A. mamilla* ocorre na plataforma interna do Guadiana até aos 12m profundidade, associada a sedimentos com mistura de areia (MENDES *et al.*, 2004); *B. ordinaria* foi associada a elevados teores de matéria orgânica (MARTINS *et al.*, 2006); *E. excavatum* foi descrito em áreas com elevado fornecimento de matéria orgânica e com resuspensão frequente de sedimentos finos (DE NOOIJER *et al.*, 2008); o género *Nonionella* é normalmente associado a sedimentos lodosos (MURRAY, 2006), surgindo neste estudo com maiores abundâncias associadas a sedimentos onde existe mistura de areia; *R. phlegeri* foi observada sob a influência da pluma de descarga Rio Rhône, com elevadas exigências de oxigénio (MOJTAHID *et al.*, 2009). Apesar das diferentes exigências de cada espécie elas coexistem no mesmo ambiente, indicando que diferentes

parâmetros interferem na sua distribuição e que apenas espécies mais adaptadas ou oportunistas ocorrem em maior abundância. O início do Holocénico foi caracterizado por uma subida rápida do nível médio do mar, que ocorreu aproximadamente até aos 5000 anos BP, quando se verificou uma desaceleração acentuada (e.g. DIAS *et al.*, 2000). No início deste período o nível médio do mar estaria 55 a 60m abaixo do nível actual (e.g. DIAS *et al.*, 2000). A maior abundância de areias e as elevadas taxas de acumulação na base do testemunho indicam que esta região da plataforma se encontraria sob maior influência das descargas fluviais do (paleo-)Guadiana, no que então seria uma zona mais costeira. Posteriormente, a subida rápida do nível médio do mar levou ao preenchimento do Estuário do Guadiana, no período entre os 9800 e 6500 anos BP (BOSKI *et al.*, 2002). O preenchimento do estuário terá levado à redução dos sedimentos exportados para a plataforma, o que se traduziria na diminuição das taxas de acumulação, no aumento de fracção lutítica (nesta situação, o grau de retenção das areias nos estuários é maior) e progressiva diminuição da média granulométrica.

O segundo período que terá decorrido entre os ca. 4200 Cal anos BP e a actualidade, caracterizou-se pela redução da fracção grosseira e consequente aumento da fracção fina, nomeadamente da fracção argilosa, pela continuada diminuição da média granulométrica (que atinge no topo do testemunho valores médios do diâmetro da argila) e pela maior abundância de espécies de foraminíferos bentónicos pertencentes ao Grupo II. De acordo com MENDES *et al.* (2004) as espécies pertencentes a este grupo, à excepção da *B. elongata*, ocorrem na plataforma continental adjacente ao Rio Guadiana a profundidades superiores a 40m, associadas a sedimentos finos. Este período parece reflectir as condições de deposição que estabeleceram o corpo lodoso na plataforma continental após a estabilização do actual nível médio do mar, que terá ocorrido nesta área por volta de 5000 anos BP (BOSKI *et al.*, 2002). É possível que os últimos 150cm do topo do testemunho reflectam a tendência para esta estabilização e para as adaptações ao nível geomorfológico do litoral. A tendência para diminuição da percentagem de areia e da média granulométrica poderá significar a progressiva entrada em equilíbrio do estuário (histerese da sedimentação estuarina), marcada, por baixas taxas de acumulação. Nos últimos 100cm do topo do testemunho o estuário estaria já em equilíbrio, justificando o aumento das taxas de acumulação (quase 80 cm/século, embora não corrigidas), a tendência para maior constância da média granulométrica, o menor número de foraminíferos bentónicos/g de sedimento e pela abundância aproximadamente constante de espécies de foraminíferos características de ambientes de plataforma média, reflectindo as condições actuais de deposição.

AGRADECIMENTOS

Estudo desenvolvido com o apoio do projecto CIRCO (Variações climáticas durante o Holocénico a partir de registos isotópicos, no Sudoeste da Península Ibérica - PTDC/CLI/66393/2006). Isabel Mendes financiada pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia, bolsa SFRH/BD/18342/2004.

REFERÊNCIAS

- 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**, 103-122.
- DE NOOIJER, L. J., DUIJNSTEE, I. A. P., BERGMAN, M. J. N., VAN DER ZWAAN, G. J. (2008). The ecology of benthic foraminifera across the Frisian Front, southern North Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **78**, 715-726.
- 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.

- MARTINS, V., JOUANNEAU, J.-M., WEBER, O., ROCHA, F. (2006). Tracing the late Holocene evolution of the NW Iberian upwelling system. *Marine Micropaleontology* **59**, 35-55.
- MENDES, I., GONZALEZ, R., DIAS, J. M. A., LOBO, P., MARTINS, V. (2004). Factors influencing recent benthic foraminifera distribution on the Guadiana shelf (Southwestern Iberia). *Marine Micropaleontology* **51**, 171-192.
- MOJTAHID, M., JORISSEN, F., LANSARD, B., FONTANIER, C., BOMBLED, B., RABOUILLE, C. (2009). Spatial distribution of live benthic foraminifera in the Rhône prodelta: Faunal response to a continental-marine organic matter gradient. *Marine Micropaleontology* **70**, 177-200.
- MURRAY, J. (2006). "Ecology and applications of benthic foraminifera." Cambridge University Press, Cambridge.
- SOARES, A. M. M. (2008). Radiocarbon dating of marine samples from Gulf of Cadiz. In "Quaternary Land-Ocean Interactions: Driving Mechanisms and Coastal Responses, Fifth IGCP 495 Meeting, pp. 6-7. Faro, Portugal.
- SOARES, A. M., DIAS, J. A. (2006). Coastal upwelling and radiocarbon-evidence for temporal fluctuations in ocean reservoir effect off Portugal during the Holocene. *Radiocarbon* **48**, 45-60.
- STUIVER, M., REIMER, P. J., REIMER, R. W. (2005). CALIB Radiocarbon calibration ver. 5.0.1, <http://calib.qub.ac.uk/calib/>.

FORAMINÍFEROS QUATERNÁRIOS DO DELTA PARAÍBA DO SUL, RIO DE JANEIRO – BRASIL

M.P. Pinheiro¹, L.L.M. Laut¹, I.M.M.M. Clemente¹, M.A.C. Rodrigues¹, L.G. Mentzingen¹

¹Laboratório de Micropaleontologia – LabMicro, Departamento de Estratigrafia e Paleontologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro – UERJ (marianap_pinheiro@yahoo.com.br; lazarolaut@hotmail.com; iarammc@hotmail.com; tutucauerj@gmail.com)

ABSTRACT

The delta complex of the Paraíba do Sul river is located in the north of Rio de Janeiro, has emerged the superficial portion of the Campos Basin and covers an approximate area of 3000km². Whereas the biological evidences from Quaternary are well preserved and abundant, this research aims to understand the evolution of coast plain north of the mouth of the Paraíba do Sul river (RJ), based in benthic foraminifera. It was analyzed 4 covers that totalized 91 samples treated and classified according to standard methodology for foraminifera. Cluster analysis generated two distinct groups and the integration with the triangular diagram of Murray showed that the faunal association of group I is typical of hyposaline wetlands while Group II is characteristic of the hypersaline lagoons to normal marine. The analysis of benthic foraminifera demonstrated that it has more influence in marine coastal building ridges on older cords that are currently being built with higher activity of the Paraíba do Sul river.

INTRODUÇÃO

Formado pela confluência dos rios Paraítinga e Paraibuna, o rio Paraíba do Sul nasce na Serra da Bocaina, no Estado de São Paulo, fazendo um percurso total de 1120km, até o norte do Estado do Rio de Janeiro, sendo considerada em superfície, uma das três maiores bacias hidrográficas secundárias do Brasil (Figura 1).

As águas deste rio são utilizadas para a atividade econômica, abastecimento doméstico, sendo muitas vezes, impróprioamente utilizada como local de despejo de dejetos domésticos e industriais. O manguezal formado na foz do rio tem sido alvo de freqüentes ações de degradação, como atividade extrativista das árvores, invasão da pecuária bovina, agricultura de cana-de-açúcar, urbanização, obras de dragagem, etc.

A porção deltaica do rio, localizada entre as coordenadas 21°28'S – 41°02'W e 22°01'S – 40°59'W, é caracterizada fisiograficamente pela ocorrência de áreas alagadiças e lagoas muitas vezes alimentadas pelo transbordamento do rio.

Os trabalhos desenvolvidos por ARAÚJO *et al.* (1975), DIAS *et al.* (1984a), DOMINGUEZ *et al.* (1981) e MARTIN *et al.* (1984a, b) permitiram adquirir um conhecimento bastante satisfatório sobre o papel desempenhado pelas modificações climáticas e variações do nível relativo do mar, na evolução da planície costeira do rio Paraíba do Sul durante o Quaternário.

LAUT (2007) com base em parâmetros abióticos e bióticos de 25 amostras de sedimentos da planície costeira da foz do rio Paraíba do Sul, compartimentou o sistema estuarino do delta deste rio em estuário superior, intermediário e inferior, classificando-o como delta tropical de micromaré não estratificado. A composição faunística das assembleias de foraminíferos encontradas foi predominantemente de indivíduos aglutinantes que, associados às tecamebas, indicam maior influência fluvial ao longo do canal norte do rio Paraíba do Sul.

Diversos trabalhos fundamentados na análise de foraminíferos têm sido desenvolvidos ao longo de todo o litoral brasileiro com o propósito de estabelecer modelos que possam ser usados em reconstituições paleoambientais bem como estudos de caracterização e monitoramento ambiental. Desta forma, este trabalho tem como

objetivo contribuir na avaliação da evolução da planície costeira do delta do rio Paraíba do Sul, com base em foraminíferos bentônicos fazendo uma analogia com a associação faunística atual.

MATERIAIS E MÉTODOS

Foram selecionados 4 testemunhos (T-11, T-16, T-44 e T-51), com variações litológicas significativas (areia-lama), realizados na planície deltaica ao Norte da foz do delta do rio Paraíba do Sul em lagunas ou paleolagunas, totalizando 91 amostras.

O material destinado a análise de foraminíferos foi passado a úmido pelas peneiras de 0,500mm e 0,062mm, descartando-se as granulações acima e abaixo deste intervalo. Todas as amostras foram secas em estufa sob a temperatura de 50°. As amostras foram examinadas sob microscópio estereoscópico com o aumento de 80x onde as espécies de foraminíferos foram contadas e identificadas sistematicamente.

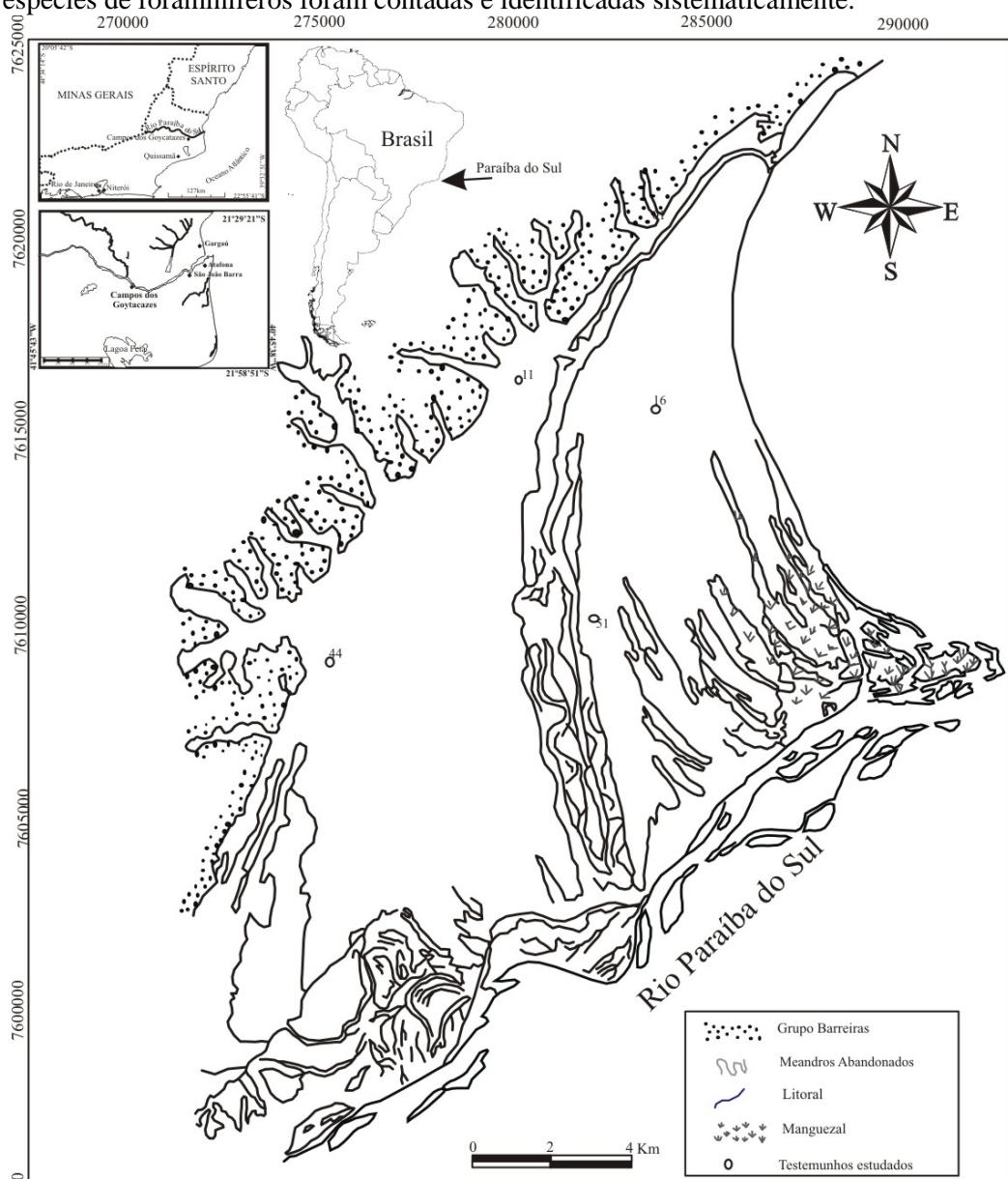


Figura 1. Mapa de localização da planície deltaica do rio Paraíba do Sul e testemunhos estudados.

Para avaliar a similaridade entre as estações amostradas e os intervalos dos testemunhos, bem como, para identificar subambientes semelhantes do ponto de vista da distribuição faunística foi aplicada uma análise de agrupamento em modo-Q usando o software Statistica 5.0 (coeficiente de distância Euclidiana método de ligação de Ward) e diagrama triangular de MURRAY (1973).

RESULTADOS

Foram identificadas 86 espécies de foraminíferos bentônicos das quais *Quinqueloculina lamarckiana*, *Ammonia parkinsoniana*, *Ammonia tepida*, *Poroeponides lateralis* e *Amphistegina lessonii*, são as mais freqüentes nos testemunhos estudados.

A análise de agrupamento em modo Q (Figura 2) demonstrou a formação de dois grupos principais, sendo o grupo I, formado pelas amostras onde há o predomínio da associação *Quinqueloculina lamarckiana*, *Ammonia parkinsoniana* e, *Ammonia tepida*, e o grupo II onde há dominância de *Quinqueloculina lamarckiana*, *Poroeponides lateralis* e *Amphistegina lessonii*.

Os foraminíferos do grupo I são muito diversificados e distribuem-se ao longo das camadas de fundo dos testemunhos estudados. Este pacote constituído por sedimentos arenos argilosos, em geral, apresenta estratificações cruzadas tabulares (T-51) e planares (T-11 e T-51) como produto das variações de correntes do rio Paraíba do Sul durante o processo de transporte e deposição destes sedimentos. A espécie dominante nestas camadas é *Ammonia parkinsoniana*, representando até 54% do total de espécimes no testemunho 16. Em geral, os indivíduos do grupo I são abundantes, diminutos (< 0,3mm), com tecas translúcidas a hialinas e bem preservados.

A associação faunística característica do grupo II é pouco diversificada e ocorre preferencialmente nas camadas de areia média a grossa, sendo dominada pela espécie *Quinqueloculina lamarckiana* que representa até 62% do total de espécimes encontrados no testemunho 11. Suas tecas são em geral médias (1,0-0,7mm), desgastadas, fragmentadas, oxidadas e frequentemente com incrustações calcárias. Por vezes identificam-se tecas agrupadas e cimentadas em grãos de quartzo caracterizando o retrabalhamento de “beach rocks”. As espécies *Poroeponides lateralis* e *Amphistegina lessonii*, possuem tecas translúcidas, bem preservadas com pouca ou nenhuma oxidação.

Os níveis estéreis ocorrem possivelmente devido a um aporte de água doce do rio Paraíba do Sul durante a deposição dos sedimentos, tornando o ambiente desfavorável à presença de foraminíferos.

As características da associação faunística revelaram influências intercaladas no ciclo evolutivo de formação dos cordões litorâneos do rio Paraíba do Sul. Assim sendo, os foraminíferos presentes nos pacotes de areia média a grossa nos testemunhos 11 e 44, localizados na porção mais interna da planície deltaica, permitem inferir uma maior influência de deriva litorânea durante a deposição dos sedimentos. Já a ausência da fauna bentônica neste mesmo pacote de areias nos testemunhos 16 e 51, localizados na porção média da planície, sugere um maior desempenho do rio Paraíba do Sul na formação dessas cristas praias.

A caracterização ambiental sugere pântanos hiposalinos nos níveis lamosos dominados pelas espécies do grupo I, e lagunas hipersalinas a marinhais normais nos níveis mais arenosos dominados pelas espécies do grupo II (Figura 2).

LAUT (2007) observou no delta do rio Paraíba do Sul um baixo número de espécies de foraminíferos em relação a outros estuários de micromaré do Brasil. Os foraminíferos de carapaça calcária comuns em estuários tais como *Ammonia beccarii* e *Elphidium gunteri* só foram identificados em duas estações próximas à foz e todas as

outras constituídas por carapaças aglutinantes, que são resistentes a salinidades muito baixas.

A grande riqueza de tecamebas associadas à espécie *Miliolina fusca* é indicativa de um alto influxo de água doce, constituindo um ambiente oligohalino.

O domínio das frações arenosas ao longo de todo o delta demonstra uma alta hidrodinâmica na região, e somente os lugares mais abrigados permitem a deposição das frações mais finas.

De acordo com Laut (*op. cit*), a integração dos dados abióticos e bióticos do delta do rio Paraíba do sul permitiu inferir que atualmente o canal ao norte possui maior influencia marinha enquanto o canal ao sul, maior influencia fluvial.

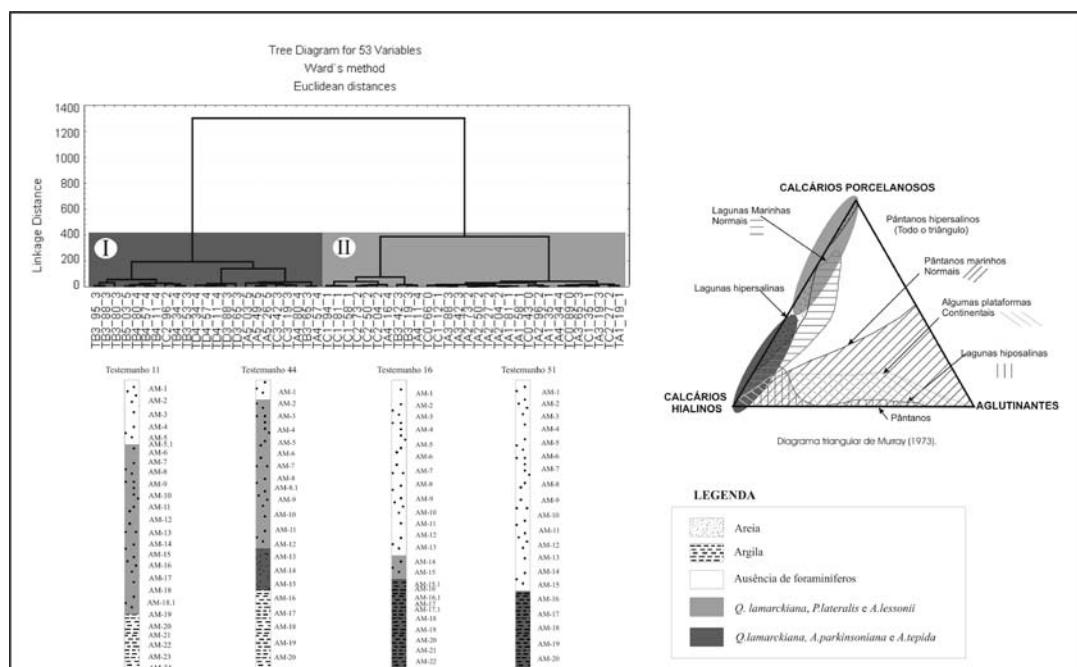


Figura 2. Dendrograma (modo Q) mostrando o agrupamento das associações de foraminíferos, correlação com os testemunhos estudados e Diagrama triangular de MURRAY (1973).

CONCLUSÕES

A análise micropaleontológica de foraminíferos demonstrou certo padrão repetitivo na associação faunística refletindo eventos cíclicos na deposição dos sedimentos.

A grande diversidade de espécies, o domínio de foraminíferos calcários e a ausência de tecamebas nos testemunhos diferem muito das associações observadas em sedimentos de superfície do delta atual, demonstrando que os cordões arenosos mais antigos possivelmente foram depositados sob maior desempenho da deriva litorânea e ação das ondas do que os cordões arenosos atuais, onde a deposição dos sedimentos é influenciada principalmente pelo rio Paraíba do Sul.

REFERENCIAS

- ARAUJO, M.B.; BEURLEN,E.; PIAZZA, H. D.; CUNHA, M.C.C.; SANTOS, A.S. (1975). Projeto Rio Paraíba do Sul - Sedimentação Deltaica Holocênica. Petrobrás/RPB, DIRX nº 1649, DEXPRO/DIVEX 2 volumes, Rio de Janeiro.
- DIAS, G.T.M.; SILVA, C.G., MALSCHITZKY, I.H., PIRMEZ, C. (1984a). A planície deltaica do Rio Paraíba do Sul - sequências sedimentares subsuperficiais. Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, v.1, p.98-104.

- LAUT, L.L.M. (2007). *Foraminíferos e Tecamebas como indicadores ambientais em estuários tropicais-Brasil*, 298p. Tese (Doutorado)-Universidade Federal Fluminense. 2007.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P., MARTIN, L. (1981). Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL) Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). Revista Brasileira de Geociências, v.11, n.4, p.227-37.
- MARTIN, L., SUGUIO K., FLEXOR, J.M., TESSLER M.G.; EICHLER, B.B. (1984a). Significado geológico das variações dos graus de arredondamentos das areias holocénicas da planície costeira do rio Paraíba do Sul (RJ). Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, v.1, p. 84-103.
- MARTIN, L., SUGUIO K., FLEXOR, J.M., DOMINGUEZ, J.M.L.; AZEVEDO, A.E.G. (1984b). Evolução da planície costeira do rio Paraíba do Sul (RJ) durante o Quaternário: influência das flutuações do nível do mar. Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, v.1, p. 84-97.
- MURRAY, J.W. (1973). Distribution and Ecology of living Benthic Foraminiferids. Crane Russak Co., New York, 274p.

MODELOS EVOLUTIVOS DO COMPLEXO COSTERIO GUARATIBA/SEPETIBA, RIO DE JANEIRO – BRASIL: ESTADO DA ARTE

M.A.C. Rodrigues¹, L.L.M. Laut¹, S.P. Dias², L.G. Mentzingen¹, I.M.M.M. Clemente¹, M.P. Pinheiro¹

¹Laboratório de Micropaleontologia–LabMicro, Departamento de Estratigrafia e Paleontologia – UERJ (tutuca@gmail.com; lazarolaut@hotmail.com; le_mentzingen@yahoo.com.br; iarammc@hotmail.com; marianap_pinheiro@yahoo.com.br)

²Departamento de Oceanografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro – UERJ (silviadp@uerj.com)

ABSTRACT

The Guaratiba/Sepetiba Coastal Complex located in southwest of Rio de Janeiro State has been aim of quaternary geological studies since 40's. The models established relate sea level changes responsible to sculpture actual physiographic. However, there are chronological and spatial divergences between them. In this work, we wish to present the historical Sepetiba/Guaratiba quaternary paleoenvironments models.

INTRODUÇÃO

O Complexo Costeiro Guaratiba-Sepetiba localiza-se na extremidade sudoeste do Estado do Rio de Janeiro. A Baía de Sepetiba com 305Km² de área é caracterizada como um corpo elipsoidal, semi-confinado, protegido das altas energias oceânicas por uma longa ilha barreira conhecida como restinga da Marambaia (Figura 1). Sua comunicação com o mar aberto se faz a oeste, de forma limitada, devido à presença do cordão de ilhas migmátiticas e a leste, por uma precária comunicação através do Canal de Guaratiba na Barra de Guaratiba (MOURA *et al.*, 1982).

Do complexo em questão, destacamos a Baía de Sepetiba cujas características são predominantemente marinhas, e a contribuição dos sedimentos continentais, de origem fluvial, limita-se à faixa nordeste da baía, nas proximidades das desembocaduras dos rios (SUGUIO *et al.* 1979). Registram-se amplitudes de maré inferiores a 2,0 metros configurando-se como regime de micromaré (BRÖNNIMANN *et al.* 1981).

Este trabalho teve como objetivo confrontar as hipóteses evolutivas existentes sobre a formação do Complexo Sepetiba/Guaratiba ao longo do Quaternário.



Figura 1. Localização do complexo costeiro Sepetiba/Guaratiba (LAUT, 2003).

MODELOS EVOLUTIVOS

A evolução sedimentar da baía de Sepetiba teve início após o abatimento acelerado da Serra do Mar que ocorreu do Cretáceo ao Meso-eoceno, com o aprisionamento de depósitos clásticos nos grábens formados. O Gráben da Guanabara resultante deste processo apresenta registro sedimentar restrito e pouco espesso e iniciou-se como a formação da Bacia de São José do Itaboraí, cuja sequência inferior data do limite Eo-Neopaleoceno. No que diz respeito à região Sepetiba/Guaratiba dentro deste contexto, a sequência sedimentar é mais recente e apresenta uma acumulação flúvio-marinha, reflexo da sucessão de eventos de regressão e transgressão do Quaternário.

A proposição de um modelo para a formação da baía de Sepetiba tem sido objeto de investigação de diversos autores, dos quais destacamos LAMEGO (1945), RONCARATI & BARROCAS (1978), PONÇANO *et al.* (1979) e PEREIRA (1998).

LAMEGO (1945) propôs o primeiro modelo evolutivo para a Baía de Sepetiba, no qual o seu fechamento teria se originado pelo crescimento de um grande tóbolo formado para leste, a partir da deposição de sedimentos arenosos trazidos pelos rios Guandú e Itaguaí. O transporte desses sedimentos para a baía teria sido impedido pelo cordão de ilhas existentes a oeste (Figura 2).

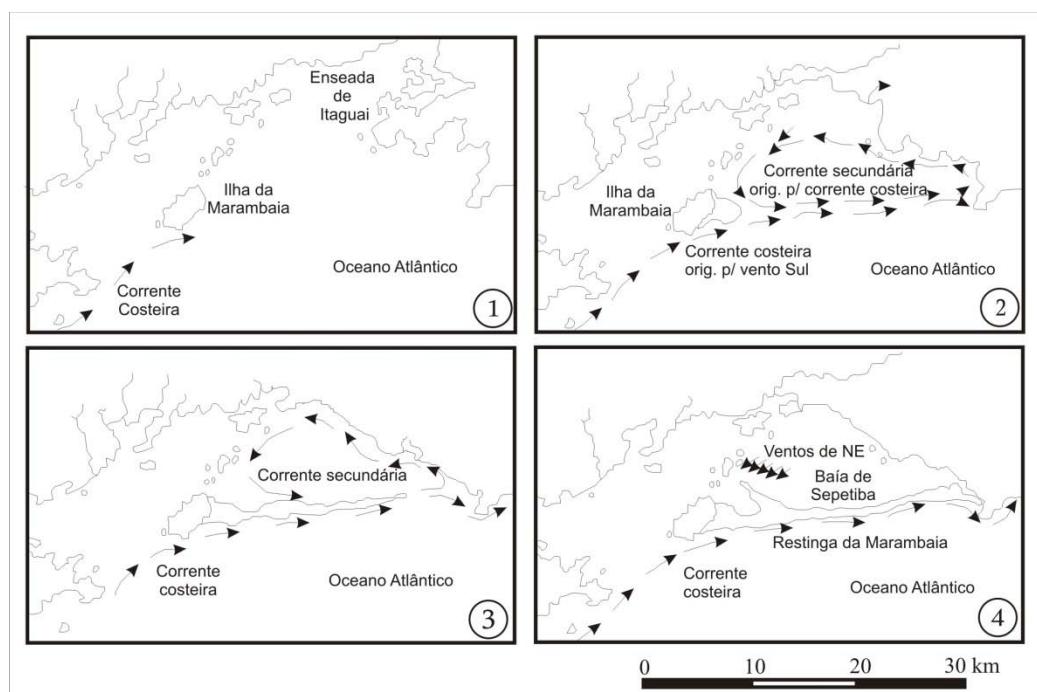


Figura 2. Modelo evolutivo do Complexo Guaratiba/Sepetiba (PEREIRA, 1998).

No modelo proposto por RONCARATI & BARROCAS (1978), as áreas da Baía de Sepetiba, Baixada do Rio Guandú, Restinga da Marambaia e uma grande porção da plataforma continental, deveriam estar sob condições de sedimentação continental durante o último período glacial Würm. O degelo que originou a Transgressão Flandriana, no seu ponto máximo, possibilitou a formação de uma enseada na área da atual baía de Sepetiba atingindo uma elevação de quatro a seis metros acima da atual. Os sistemas fluviais da baixada do rio Guandú e outros, transportaram sedimentos que desembocaram na baía onde eram retrabalhados por correntes circulares, e depositados em uma região de baixa hidrodinâmica, gerada pelo encontro da corrente litorânea com a corrente circular interna, dando início à formação da restinga. Após a transgressão

Flandriana, o mar baixou para o nível atual iniciando a formação da restinga externa, de acordo com os mesmos processos formadores da anterior (Figura 3).

Para PONÇANO *et al.* (1979), a gênese da baía de Sepetiba estaria relacionada à escavação de uma rede de drenagem Würniana sobre a seqüência de sedimentos terciários e mais recentes. Os restos desta rede se acham ainda marcados no fundo da baía. Segundo Suguio *et al.* (1985), estes sedimentos compõem uma seqüência transgressiva que sugere uma passagem para condições de sedimentação marinha, que em situações similares no litoral de São Paulo, originou a Formação Cananéia resultado da Transgressão Cananéia há 123 000 anos A.P. quando o nível do mar atingiu cerca de 2m acima do atual.

PEREIRA (1998), a partir de sete testemunhos com recuperação entre 2,0-5,3m de sedimento, propôs um modelo evolutivo para o complexo Guaratiba/Sepetiba. Seus resultados mostraram, na base do testemunho de 5,3m, um preenchimento inicial com depósitos lamosos de fundo de baía com idade de aproximadamente 6130 anos AP (nível 5,2m). Com espessura sedimentar aproximada de 1m, o ambiente sedimentar de fundo de baía estaria associado, segundo a autora à fase de mar alto. Neste nível registrou-se também a presença de espécies de bivalves do gênero *Corbula* e *Veneroida*, típicas de condições marinhas, entre 15 e 25m de profundidade. Sobre este ambiente segue a fase regressiva, com sedimentação de ambiente lagunar, composta, predominantemente, por areia fina e silte médio, seguida por lama lagunar e, mais próximo ao topo, por lama típica de ambiente de mangue. Ao longo desta fase registrou-se ainda a ocorrência de conchas de *Anomalocardia brasiliiana*, *Bulla striata* comumente encontradas em zona entre-marés (Figura 4).

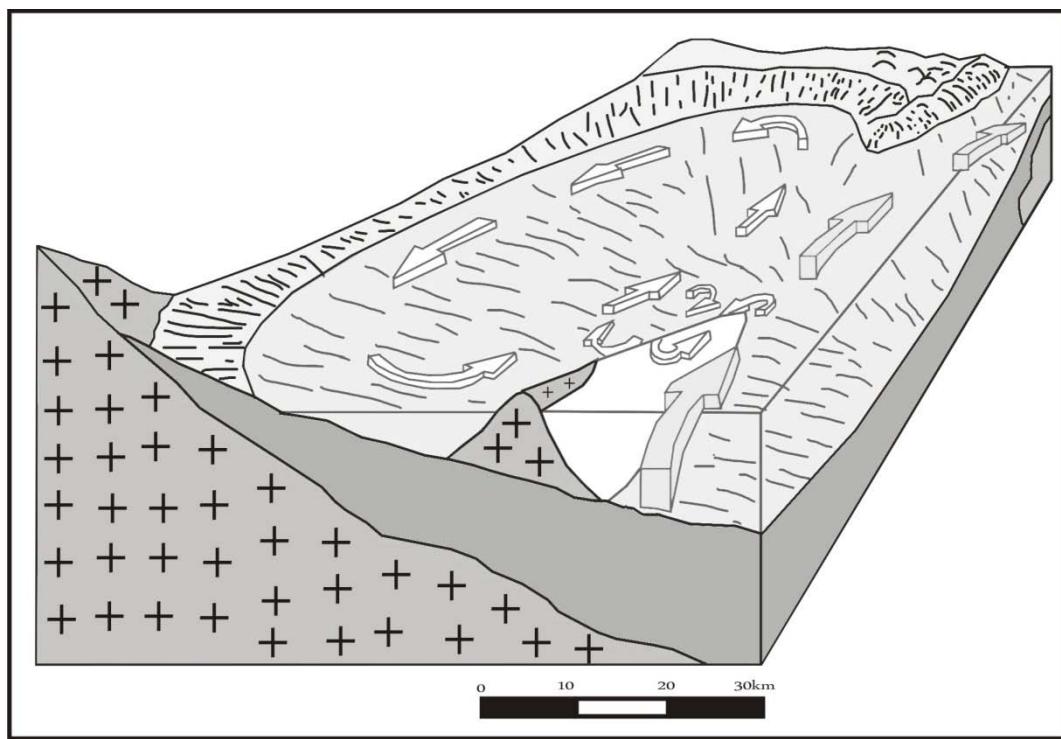


Figura 3. Modelo esquemático da formação da Baía de Sepetiba e Restinga da Marambaia (PEREIRA, 1998)

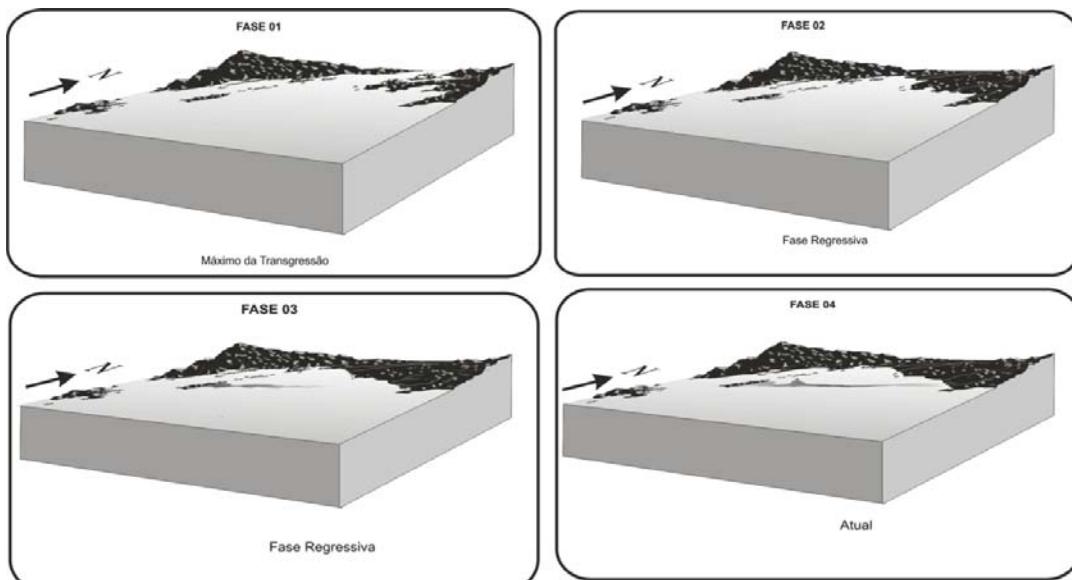


Figura 4. Modelo evolutivo do Complexo Guaratiba/Sepetiba segundo PERREIRA (1998).

Acrescentamos ainda que, LAUT (2003) identificou semelhante interpretação para evolução sedimentar da área, através das mudanças na composição faunística de foraminíferos em um dos sete testemunhos de Pereira (TE-5,3m). As associações típicas de baía referentes à fase de mar alto foram encontradas no intervalo de 5,3 – 3,2m e divididas em 3 biofácies. Acima deste intervalo, segue a fase regressiva com associações correspondentes a diversos ambientes transicionais (5 biofácies), como ambientes lagunares, estuarino dominado por maré e mangue, alguns com influências ocasionais de água doce.

Tendo em vista os modelos evolutivos apresentados que demonstram a alta complexidade da região, acreditamos ser necessário a intensificação de estudos multidisciplinares com vistas à elucidação de um modelo para esse complexo costeiro.

REFERÊNCIAS

- BRÖNNIMANN P.; MOURA J.A. & DIAS-BRITO D. (1981). Ecologia dos foraminíferos e microorganismos associados da área de Guaratiba/Sepetiba: Modelo ambiental e sua aplicação na pesquisa de hidrocarbonetos. Relatório 3549. PETROBRÁS. 81pp.
- LAMEGO A.R. (1945). Ciclo evolutivo das lagunas fluminenses. Boletim Div. Geol. Min. DNPM, nº 118. Rio de Janeiro.
- LAUT, L.L.M. (2003). Biofisiologia, relações ecológicas e paleoecológicas de foraminíferos bentônicos recentes da planície de maré de Guaratiba, Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 140 p.
- MOURA J.A.; DIAS-BRITO D. & BRÖNNIMANN P. (1982). Modelo ambiental de laguna Costeira Clástica – Baía de Sepetiba, RJ. In: Simpósio do Quaternário no Brasil. Rio de Janeiro. CTCQ-SBGCENPES. P. 135-152.
- PEREIRA S.D. (1998) – Influência da Variação Relativa do Nível do Mar no Manguezal de Guaratiba Baía de Sepetiba – Tese de Doutorado – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 123p.
- PONÇANO W.L.; FÚLFARO V.J. & GIMENEZ A.F. (1979). Sobre a origem da Baía de Sepetiba e da Restinga da Marambaia, RJ. In: II Simpósio Regional de Geologia, Rio Claro, 1: p. 291-304.
- RONCARATI H. & BARROCA S.L.S. (1978). Projeto Sepetiba. Estudos geológicos preliminar dos sedimentos recentes superficiais da Baía de Sepetiba – municípios do Rio de Janeiro, Itaguaí e Mangaratiba – RJ. Petrobrás. CENPES (relatório preliminar) p. 35.
- SUGUIO K.; MARTIN L.; BITTENCOURT A.C.S.P.; DOMINGUEZ J.L.M., FLEXOR J.M. & DE AZEVEDO A.E.G. (1985). Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e sua implicação na sedimentação costeira. Rev. Bras. De Geociências, 4(15):273-286,
- SUGUIO K.; VIEIRA E.N.; BARCELOS J.H. & SILVA M. S. (1979). Interpretação ecológica dos foraminíferos de sedimentos modernos da baía de Sepetiba e adjacência. Rio de Janeiro. Revista Brasileira de Geociências, Rio de Janeiro, 9(4):233-247..

Q3 – ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS E EVOLUÇÃO DOS ECOSISTEMAS

Q3 – ALTERACIONES CLIMÁTICAS Y EVOLUCIÓN DE ECOSISTEMAS



VII Reunião do Quaternário Ibérico, Faro 2009

LA INFLUENCIA DE LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA HISTÓRICA SOBRE EL REGISTRO SEDIMENTARIO DEL ABANICO DELTAICO DEL RÍO LÜTSCHINE, ALPES SUIZOS

M. Baró¹, L. Schulte¹

¹Fluvalps Research Group, Department of Physical and Regional Geography, University of Barcelona, Carrer de Montalegre 6, E-08001 Barcelona, Spain. E-mail: martabaro@ub.edu, schulte@ub.edu

ABSTRACT

A historical environmental record has been established from the fan delta deposits of the Lütschine river (Swiss Alps) using geochemistry, geochronology and correlation with radiocarbon anomalies and $\delta^{18}\text{O}$ isotopes. The data shows that the variables Ti/Ca and Corg record aggradation and environmental changes. During colder climate phases, indicated by the $\delta^{18}\text{O}$ GISP2 record, the elements Si and Al increase whereas Ca decreases. This pattern results from a major sediment input of the higher area of the Lütschine catchment dominated by crystalline rocks. During warmer phases the Ca values increased due to the catchment response from lower areas dominated by limestone and marls. Therefore, we have evidences of a climate control of the Lütschine fan delta aggradation.

RESUMEN

Se ha analizado químicamente un perfil del abanico deltaico del río Lütschine situado en los Alpes Berneses y se han realizado correlaciones con anomalías globales de radiocarbono y $\delta^{18}\text{O}$. Así se ha calibrado la dinámica fluvial registrada y se ha realizado una reconstrucción paleoclimática de alta resolución. Los resultados obtenidos indican que la variable Ca/Ti sugiere cambios de agradoación y de condiciones ambientales. Las variables Ca, Si y Al con el $\delta^{18}\text{O}$ señalan que en periodos relativamente fríos de los últimos 200 años el Ca disminuye y el Si y el Al aumentan, en estos periodos hay más aportes de la parte superior de la cuenca, en cambio cuando el $\delta^{18}\text{O}$ indica periodos más templados el Ca aumenta, hay más aportes de la parte inferior de la cuenca donde afloran rocas carbonatadas. Estos resultados permiten afirmar que hay indicaciones de un control predominantemente climático en la agradoación del abanico deltaico del río Lütschine.

INTRODUCCIÓN

Los abanicos deltaicos destacan entre los diferentes registros fluviales por su diferenciación litoestratigráfica, y por su buena resolución temporal (SCHULTE *et al.*, 2004). Los *proxies* como la geoquímica, la litología o registros de inundaciones históricas, de los abanicos deltaicos del Berner Oberland (SCHULTE *et al.*, 2009), se pueden correlacionar con cambios climáticos regionales (WILSON *et al.*, 2005) y globales.

Los objetivos de la presente investigación son analizar la dinámica fluvial registrada en un perfil sedimentario del abanico deltaico del río Lütschine (Alpes suizos), elaborar una reconstrucción paleoclimática para los últimos 200 años y calibrarla a partir de fuentes históricas de inundaciones. Se pretende generar un registro paleoclimático y un modelo de los procesos de agradoación, a partir de la caracterización geoquímica del perfil IN-4, correlacionándola con otros *proxies* como las anomalías globales de radiocarbono y $\delta^{18}\text{O}$ (BOND *et al.*, 2001; SOLANSKI *et al.*, 2004). Para lograr los objetivos planteados se pretende obtener un modelo cronológico preciso del perfil en cuestión. Se han aplicado diferentes métodos de datación como radiocarbono por AMS, artefactos (fragmentos de cerámica), registros polínicos y fuentes históricas de los daños causados por inundaciones. Con respecto a los objetivos generales del Proyecto “Cambios en los sistemas fluviales alpinos durante los últimos 3000 años y riesgos de avenidas asociados a la variabilidad climática y usos del suelo” (CGL2006-01111) se pretende analizar las pulsaciones sedimentarias detectadas entre 3500 y 900 años cal. BP que se manifiestan

también en los depósitos más recientes del abanico deltaico, dónde cabe la posibilidad de calibrar estas pulsaciones a partir de fuentes documentales de inundaciones y, además, a partir de series temporales instrumentales.

ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio se sitúa en los Alpes Berneses, Suiza, sobre el abanico deltaico del río Lütschine depositado en la salida de la cuenca hidrográfica del mismo río (379 km^2), el corte analizado (Figura 1) se localizaba concretamente en la localidad de Matten en una zanja abierta durante el año 2001 para la construcción de un parque temático denominado *Theme Park of Mystery* ($46^\circ 40' \text{N}$, $7^\circ 53' \text{E}$).



Figura 1. Fotografía de la zanja donde se localiza el perfil estudiado, obsérvese este a la derecha de la imagen.

El río Vereinigte Lütschine se define por dos subcuenca, la del Weitse Lütschine que viene del valle de Lauterbrunen y la del Schwarze Lütschine que drena del valle de Grindelwald. El río Vereinigte Lütschine desemboca en el lago Brienz y ha formado el abanico deltaico, durante los últimos 17.000 años, que separa este lago y el Thun.

La litología de la cuenca de drenaje se puede dividir en tres zonas. Al norte se encuentran mayoritariamente rocas carbonatadas del manto Helvético, estas rocas afloran en la parte baja de la cuenca, en el centro areniscas del manto de Wildhorn y una franja estrecha perteneciente al Ultrahelvético, y en el sector sur afloran granitos y gneises del Aare, estos constituyen la parte alta de la cuenca que alcanza una altura de 4.158 m. La cobertura cuaternaria está constituida por depósitos heterogéneos aluviales, morrenas y movimientos de masa gravitacionales resultantes de procesos glaciales, periglaciales y de dinámica de ladera.

METODOLOGÍA

Se han realizado ensayos de laboratorio para obtener datos geoquímicos del perfil, en total se han analizado 26 muestras procedentes de un perfil situado en el abanico deltaico del río Lütschine, y han consistido en el análisis de la granulometría por el método del densímetro de Bouyoucos, la calcimetría con el calcímetro de Bernard, la determinación del contenido en carbono orgánico y carbonatos con el método de *loss on ignition*, y el contenido de elementos mayoritarios (Al_2O_3 , P_2O_5 , K_2O , CaO , SiO_2 , TiO_2 , MnO , Fe_2O_3 , MgO y Na_2O) por fluorescencia de rayos-X.

Estas series temporales de datos geoquímicos se han procesado para la elaboración de un modelo cronológico basado en dataciones ^{14}C , artefactos y documentos históricos de inundaciones. Además se ha calibrado el perfil estableciendo relaciones entre la geoquímica del mismo y las anomalías globales de $\delta^{14}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, para detectar si hay un control climático en la agradación del abanico.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El corte analizado tiene una profundidad de tres metros, comprende tres horizontes de gravas situados a 240, 97 y 35cm de profundidad, los dos horizontes superiores corresponden a las inundaciones de los 120 y 10 años cal. BP; también comprende dos horizontes orgánicos situados entre 230-205cm y 124-115cm, el nivel inferior se ha datado por radiocarbono obteniéndose una edad de 1490 años cal. BP; y todos estos horizontes están separados por niveles de limos y arenas. Solo en la parte superior del perfil existe un control cronológico. En esta parte superior se han observado dos ciclos sedimentarios granodecrecientes (Figura 2) que están limitados en el techo por suelos orgánicos poco desarrollados reflejados por un incremento modesto de carbono orgánico. Los elementos químicos mayoritarios predominantes determinados en los sedimentos son el aluminio y el silicio, y el siguiente, aunque en un porcentaje muy inferior, es el calcio, de acuerdo con la litología representada en la cuenca del río Lütschine. Se observa un comportamiento antagónico entre el sumatorio del aluminio y el silicio con el calcio. La figura 2 muestra que los carbonatos describen dos ciclos limitados por un descenso en los horizontes con más contenido en materia orgánica, debido a su lavado, y los máximos coinciden con horizontes de sedimentos más gruesos. Si se relacionan las curvas de los limos con el Al y Ti, elementos asociados a filosilicatos procedentes de las rocas cristalinas, se observa que coinciden en gran parte del perfil, mostrando dos pulsaciones máximas en los horizontes más orgánicos. Así mismo las curvas de las arenas y el silicio también correlacionan en gran parte del perfil, alcanzando los máximos en los horizontes de gravas. El potasio y el fósforo muestran un incremento en el suelo actual, este hecho puede ser debido a los abonos de los campos de forraje y a la ganadería.

Los estudios sedimentarios y polínicos llevados a cabo por SCHULTE *et al.* (2009) señalan que los registros temporales geoquímicos de sedimentos deltaicos en los Alpes Berneses pueden aportar información paleoclimática. Los dos ciclos sedimentarios granodecrecientes de agradación, observados en el perfil IN-4, coinciden con las pulsaciones expresadas por la curva Ca/Ti y el nivel de inundación de mayor magnitud correspondiente a la de 1831 con el $\delta^{14}\text{C}$, que está en función de la actividad solar (STUIVER *et al.*, 1997; LEAN, 2005). La relación del Ca, el Ti y el Al con el $\delta^{18}\text{O}$ señala que en periodos relativamente fríos el Ca disminuye y el Si y el Al aumentan, en estos periodos hay más aportes de la parte superior de la cuenca. En cambio cuando el $\delta^{18}\text{O}$ indica periodos templados el Ca aumenta, en estos periodos hay más aportes de la parte inferior de la cuenca, dónde hay rocas carbonatadas.

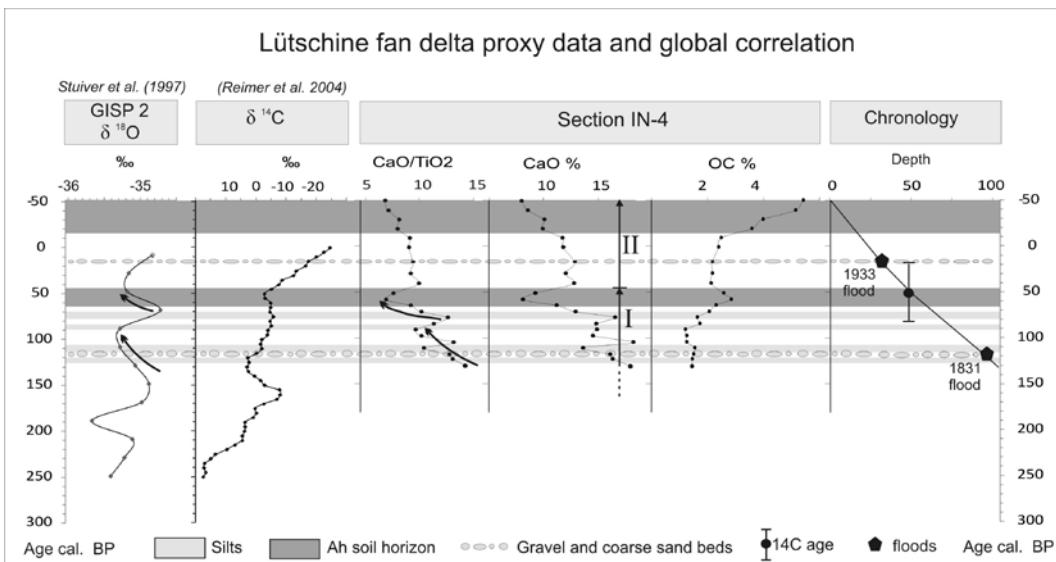


Figura 2. Curvas de las anomalías globales de $\delta^{14}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ relacionadas con el Ca/TiO_2 , $\text{CaO}\%$ y $\text{OC}\%$ del perfil analizado. El gráfico de la derecha muestra las dataciones utilizadas para calibrar el perfil.

CONCLUSIONES

Los ciclos sedimentarios coinciden con las pulsaciones de Ca/Ti y con los registros climáticos globales de $\delta^{18}\text{O}$ registrados por el GISP 2 en Groenlandia (STUIVER *et al.*, 1995). Los ciclos que comprenden aproximadamente 100 años se podrían relacionar con la actividad solar, por ejemplo ciclos de Gleissberg, (CASTAGNOLI *et al.*, 1994; VERSTEEGH, 2005), tal como se han detectado también en el perfil IN-2/16 (situado en el mismo abanico deltaico del río Lütschine) para los 3500-1000 años cal. BP (SCHULTE *et al.*, 2008). Este hecho sugiere un control climático de la agradación del abanico deltaico del río Lütschine. Las gravas que se han correlacionado con la inundación del año 1831, coinciden con un máximo de la anomalía de $\delta^{14}\text{C}$, por lo tanto esta inundación corresponde a un periodo frío. La relación de las curvas de Ca, Al y Si del perfil con la del $\delta^{18}\text{O}$, indica que en periodos fríos el Ca disminuye y el Si y el Al aumentan, esto indica que en estos periodos hay más aportes de la parte superior de la cuenca, donde predominan rocas cristalinas que son las que contienen estos elementos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia (CGL2006-01111).

REFERENCIAS

- BOND, G., KROMER, B., BEER, J., MUSCHELER, R., EVANS, M.N., SHOWERS, W., HOFFMANN, S., LOTTI-BOND, R., HAJDAS, I. & BONANI, G. (2001). Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science*, **294**, 2130-2136.
- CASTAGNOLI, G. C., CINI, G., BONINO, G. & TARICCO, C. (1994). Solar magnetic and bolometric cycles recorded in sea sediments. *Solar Physics*, **152**(1), 309–312.
- LEAN, J. (2005). Solar forcing of climate change: Current status. *Pages News* **13** (2), 13-15.
- REIMER, P.J., BAILIE, M.G.L., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., BERTRAND, C.J.H., BLACKWELL, P.G., BUCK, C.E., BURR, G.S., CUTLER, K.B., DAMON, P.E., EDWARDS, R.L., FAIRBANKS, R.G., FRIEDRICH, M., GUILDERSON, T.P., HOGG, A.G., HUGHEN, K.A., KROMER, B., MCCORMAC, G., MANNING, S., RAMSEY, C.B., REIMER, R.W., REMMELE, S., SOUTHON, J.R., STUIVER, M., TALAMO, S., TAYLOR, F.W., VAN DER PLICHT, J. & WEYHENMEYER, C.E. (2004). IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0–26 Cal Kyr BP. *Radiocarbon*, **46** (3), 1029-1058.

- SCHULTE, L., VEIT, H., BURJACHS, F., JULIÀ, R. & BURRULL, R. (2004). Dinámica fluvial y variabilidad climática en los Alpes suizos durante el Holoceno superior. Actas de la VIII Reunión Nacional de Geomorfología: 171-182 pp. CSIC-SEG, Madrid.
- SCHULTE, L., JULIÀ, R., OLIVA, M., BURJACHS, F., VEIT, H. & CARVALHO, F. (2008). Sensitivity of Alpine fluvial environments in the Swiss Alps to climate forcing during the Late Holocene Sediment Dynamics in Changing Environments (Proceedings of a symposium held in Christchurch, New Zealand, December 2008). IAHS Publ. **325**, 367-374.
- SCHULTE, L., VEIT, H., BURJACHS, F. & JULIÀ, R. (2009). Lütschine fan delta response to climate variability and land use in the Bernese Alps during the last 2400 years. *Geomorphology*, vol 108, issues 1-2, pp 107-121.
- SOLANSKI, S.K., USOSKIN, I.G., KROMER, B., SCHÜSSLER, M. & BEER, J. (2004). Unusual activity of the sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature*, **431**, 1084-1087.
- STUIVER, M., BRAZUNAS, T.F., GROOTES, P.M., ZIELINSKI, G.A. (1997). Is There Evidence for Solar Forcing of Climate in the GISP2 Oxygen Isotope Record? *Quaternary Research*, **48** (3), 259-266.
- VERSTEEGH, G.J.M. (2005) Solar forcing of climate. 2: Evidence from the past. *Space Science Reviews*, **120**, 243-286.
- WILSON, R., FRANK, D., TOPHAM, J., NICOLUSSI, K. & ESPER, J. (2005). Spatial reconstruction of summer temperatures in Central Europe for the last 500 years using annually resolved proxy records: problems and opportunities. *Boreas*, **34**, 490-497.

ANALISE DA DINÂMICA FLUVIAL ALPINA NO VALE HASLI, ALPES SUIÇOS, SOB A INFLUENCIA DA VARIABILIDADE CLIMÁTICA

F. Carvalho¹, L. Schulte²

¹Fluvalps Research Group, Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional, Universidad de Barcelona, Carrer de Montalegre 6, E-08001 Barcelona, Spain
filioperreira@ub.edu

²Fluvalps Research Group, Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional, Universidad de Barcelona, Carrer de Montalegre 6, E-08001 Barcelona, Spain
schulte@ub.edu

ABSTRACT

The study of fluvial systems dynamics offers valuable information about the pattern of sediment aggradation processes, the climate variability influences and changes in land use. The aim of this study is to analyze the sedimentation processes of the upper *Aare* basin in Switzerland. The analysis includes the lithostratigraphical and geochemical study of fluvial sediments of two boreholes performed on *Hasli* valley (located in the basin lower lands); the study of the major input variables of this area, especially those that triggers predominately the changes in sediment output; and finally the comparison between geochemical results with other sedimentary records from the same region, to conclude regional trends of the existing relations between fluvial dynamics and the environmental variability.

RESUMO

O estudo da dinâmica fluvial constitui uma importante fonte de informação acerca do comportamento dos processos de acumulação de sedimentos, da influência da variabilidade climática e mudanças no uso dos solos. O objectivo de este estudo centra-se em analisar os processos sedimentológicos da bacia hidrográfica do rio *Aare* superior, nos Alpes Suiços. A análise realizada inclui o estudo litoestatigráfico e geoquímico de sedimentos fluviais de duas sondagens realizadas no vale *Hasli* (localizado na região mais deprimida da bacia); o estudo das variáveis físicas e humanas que têm uma maior influencia na erosão actual desta área; e finalmente a comparação dos resultados da geoquímica com outros registros sedimentários da mesma região, de modo a poder inferir sobre possíveis tendências regionais que demonstrem relações entre a dinâmica fluvial e a variabilidade ambiental.

INTRODUÇÃO

A compreensão do modo de funcionamento de um sistema fluvial e a explicação dos fenómenos de acumulação e erosão de sedimentos dependem da análise de diversas variáveis. Estas variáveis, podem ter, por um lado, um carácter exterior ao sistema como a influência do clima e os impactos humanos, e por outro lado, dependem da configuração interna do sistema como a geologia e o relevo (Houben *et al.*, 2006). Deste modo, torna-se essencial para o estudo da evolução temporal de um sistema fluvial, a análise geoquímica de sedimentos. Apesar das possíveis descontinuidades existentes nos registros de sedimentos fluviais, estes podem fornecer informação precisa sobre alterações ambientais terrestres, como mudanças no regime hidrológico, fornecimento de sedimentos e alterações nos usos do solo (Schulte *et al.*, 2008).

Combinando a análise dos factores naturais e antrópicos, pode-se obter uma estimativa aproximada dos diferentes períodos de erosão e acumulação dos sedimentos e compreender o funcionamento da bacia hidrográfica.

A investigação contida neste trabalho pretende dar seguimento aos estudos realizados no âmbito do grupo de investigação *Fluvalps 3000 (Fluvial Variability, Climate and Land Use Interactions in Alpine Environments)*, que tem como objectivo o estudo *multi-proxy* de registros fluviais alpinos para conhecer o impacto da variabilidade

climática e da evolução dos usos do solo nos últimos 3000 anos (SCHULTE *et al.*, 2006, 2007 e 2008).

A área estudada localiza-se nos Alpes Suíços, em particular na parte superior da bacia hidrográfica do rio *Aare*, que desagua no lago *Brienz* (Figura 1). Trata-se de uma bacia com uma área de 598 km², sendo o ponto mais alto o pico *Finsteraarhorn* a 4274 metros de altitude e o ponto mais baixo a 564 metros. O caudal médio desta bacia é de 34.3 m³/s, tendo já alcançado os 444 m³/s numa inundação em 2005. O regime hidrológico alterna entre o nivo-glacial nas áreas acima dos 2000 metros de altitude, nivo-pluvial nas áreas entre os 2000 e os 1000 metros e pluvial III nas áreas mais deprimidas.

Quanto à geologia destaca-se uma clara divisão NO-SE do substrato rochoso, respectivamente 35% da área da bacia é composta por rochas carbonatadas e 65% são rochas cristalinas. Os fundos de vale apresentam importantes unidades de depósitos fluviais quaternários, destacando-se o vale *Hasli* que funciona como um importante retentor de sedimentos desta bacia.

Relativamente aos usos do solo verifica-se um predomínio de áreas de bosque e prados alpinos abaixo dos 2000 metros, sendo que a altitudes superiores domina a paisagem glaciar e as neves perpétuas com espaços abertos e com pouca ou nenhuma vegetação. As povoações mais significativas situam-se nos fundos de vale a altitudes normalmente inferiores aos 1000 metros, verificando-se todavia a presença de uma ocupação dispersa por todo o território.

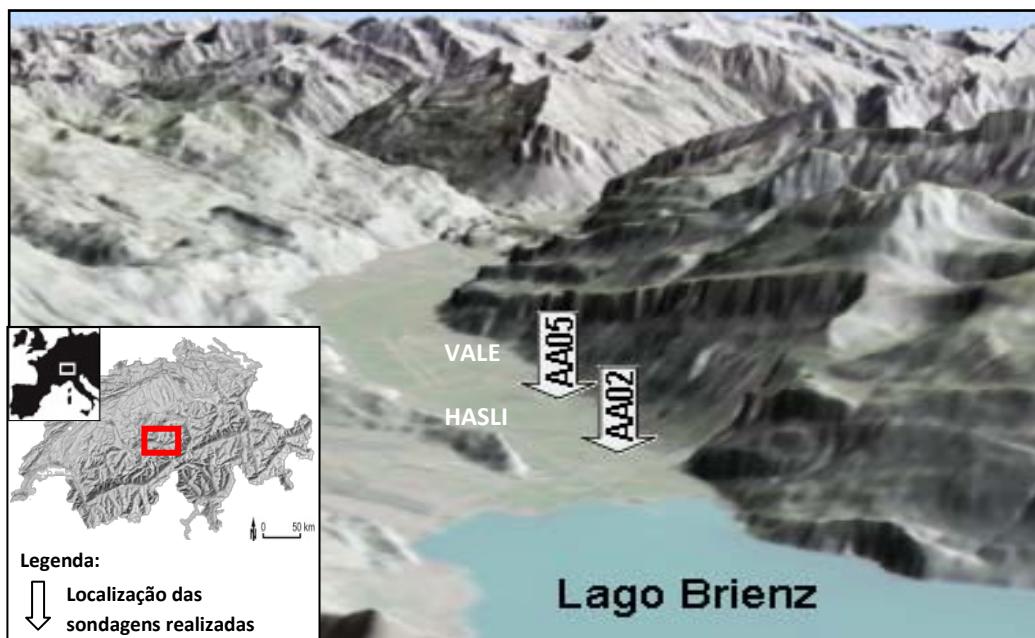


Figura 1. Contextualização da área de estudo

MATERIAIS E MÉTODOS

Em termos práticos começou por se realizar em Setembro de 2008, uma campanha de sondagens no vale *Hasli* com o objectivo de efectuar uma análise geoquímica dos sedimentos fluviais. Foram obtidas 2 séries de sedimentos (sondagens AA02 e AA05 - ver Figura 1) com 8 e 10 metros de profundidade. As amostras recolhidas foram analisadas quanto à sua litologia, granulometria, conteúdo de carbonatos e matéria orgânica. Realizou-se a determinação dos elementos químicos maioritários

destas séries através do método de fluorescência de raios-X (XRF) com uma resolução de 1 centímetro.

Um estudo litoestatigráfico de pormenor das duas séries obtidas permitiu a diferenciação das sequências de horizontes ricos em matéria orgânica, das camadas formadas por siltes ou areias e dos depósitos compostos por material grosso de proveniência fluvial.

Por outro lado, foi também elaborada uma cartografia das principais variáveis que actuam nos processos erosivos da área de estudo, compreendendo a sua distribuição e detectando as áreas mais susceptíveis à erosão. A análise foi efectuada com recurso a variáveis disponíveis para a área de estudo, e posterior processamento em software SIG. Esta informação não permite o conhecimento do funcionamento sedimentológico passado da bacia, mas fornece as tendências do comportamento actual.

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

O conjunto de dados obtidos permitiu o conhecimento de diferentes fases de acumulação de sedimentos, caracterizados em sua maioria por uma graduação de camadas de sedimentos mais grosseiros para sedimentos mais finos, colmatados por um horizonte orgânico. Esta sucessão permite-nos a identificação de fases fluviais de maior estabilidade, correspondendo aos horizontes orgânicos e de fases de maior actividade do rio, gerando a sedimentação de materiais com maior granulometria, fruto de fenómenos de inundações.

A análise geoquímica permitiu a identificação de diferentes comportamentos associados a mudanças da actividade fluvial. Observa-se por exemplo que para valores elevados de matéria orgânica existe uma diminuição do conteúdo de carbonatos. De acordo com os conhecimentos obtidos através de estudos anteriores sobre registros sedimentológicos dos abanicos deltaicos do rio *Liitschine* e rio *Lombach*, situados a 15km a Oeste do vale Hasli (SCHULTE *et al.*, 2008 e 2009) induz-se que valores elevados de carbonatos correspondem a uma instabilidade dos processos fluviais e consequentes fases de acumulação de siltes e areias. Sendo que valores mais baixos de carbonatos correspondem a situações de estabilidade com o desenvolvimento de solos orgânicos. Esta tendência encontra-se também demonstrada pela relação inversa entre o conteúdo de cálcio dividido por titânio (Ca/Ti) e a percentagem de matéria orgânica (OC) (Figure 2). Esta relação indica, como já foi referido, que a presença de carbonatos diminui nos horizontes orgânicos, devido à elevada presença de água que caracteriza a sua formação, provocando processos de lavagem dos carbonatos. Para valores elevados de carbonatos observamos maioritariamente depósitos de siltes e areias. De este modo, valores elevados do coeficiente de Ca/Ti evidenciam geralmente depósitos mais grosseiros, não só pelas relações entre a matéria orgânica e o conteúdo de cálcio já explicados, mas também porque o conteúdo em titânio (Ti) encontra-se bastante relacionado com a presença de filo-silicatos (SCHULTE *et al.* 2008).

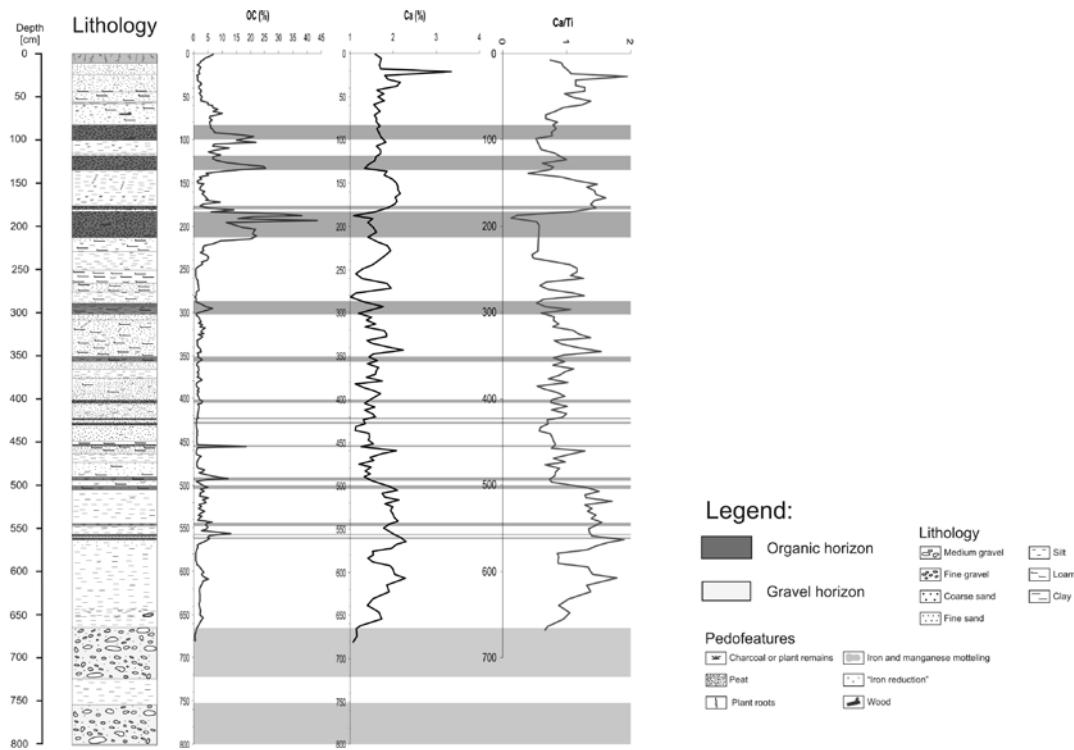


Figura 2. Gráficos dos registros geoquímicos da sondagem AA02. O gráfico azul representa a percentagem de matéria orgânica (OC), o preto a percentagem de carbonato de cálcio (Ca) e a vermelho a relação entre cálcio dividido por titânio (Ca/Ti).

A análise geoquímica pode também proporcionar dados sobre o aproveitamento do solo no passado, ao fornecer, por exemplo, indícios de actividade mineira na área da bacia, perceptível no conteúdo de chumbo (Pb) e cobre (Cu) em determinados horizontes.

A comparação da informação litológica e geoquímica da área de estudo com os registros estudados pelo projecto *Fluvalps 3000* para bacias hidrográficas pertencentes à mesma região poderá indicar um comportamento similar das respostas destes sistemas fluviais às flutuações ambientais. Nestes estudos (SCHULTE *et al.*, 2008) foi encontrado um padrão entre os registros de inundações e as fases positivas de anomalias de radiocarbono. Estas ultimas relacionadas com baixa actividade solar, que se caracteriza por períodos frios na região dos Alpes suíços. Este trabalho pretende dar continuidade a estes estudos, verificando a existência de este tipo de comportamentos nos registros sedimentológicos do vale *Hasli*.

Importa também destacar que os resultados apresentados neste trabalho, baseiam-se em variáveis complexas e que ainda não se conhecem inteiramente as suas interligações e contribuições para o sistema. Contudo pode-se concluir que no caso de estudo abordado, os resultados experimentais obtidos, possuem um grande interesse pela informação e conhecimento adquirido.

AGRADECIMENTOS

Programa FPI para a Formação de Pessoal Investigador (Ministerio de Ciencia y Innovación - España). Projecto *FluVALps 3000* – Cambios en los sistemas fluviales alpinos durante los últimos 3000 años y riesgos de avenidas asociados a la variabilidad climática y usos del suelo (CGL2006-01111). *FluVALps Research Group*.

REFERÊNCIAS

- Houben, P., Hoffman, T., Zimmermann, A. & Dikau, R. (2006). Land use and climatic impacts on the Rhine system. *RheinLUCIFS. Quantifying sediment fluxes and human impact with available data.* Catena **66**, pp. 42-52.
- Schulte, L., Veit, H., Burjachs, F. & Julià, R. (2009). Lütschine fan delta response to climate variability and land use in the Bernese Alps during the last 2400 years. *Geomorphology*, vol 108, issues 1-2, pp 107-121.
- Schulte, L., Julià, R., Veit, H., Carvalho, F. (2009). Do high resolution fan delta records provide a useful tool for hazard assessment in mountain regions? *International Journal of Climate Change Strategies and Management*, Vol. 2 (in press), Emerald Group Publishing Limited.
- Schulte, L., Julià, R., Oliva, M., Burjachs, F., Veit, H. & Carvalho, F. (2008). Sensitivity of Alpine fluvial environments in the Swiss Alps to climate forcing during the Late Holocene. *Sediment Dynamics in Changing Environments (Proceedings of a symposium held in Christchurch, New Zealand, December 2008).* IAHS Publ. **325**, pp. 367-374.
- Schulte, L., Veit, H., Julià, R., Burjachs, F. (2007). Alpine fluvial environment and land-use changes: The Bernese Alps during the Late Holocene. *Quaternary International Supp* 167-168, 371-372.
- Schulte, L., Veit, H., Burjachs, F., Julià, R., (2006). River response to climate variability and land-use in the Bernese Alps during the last 2400 years. In: Houben, P., Wunderlich, J., Schrott, L. (Eds.). *LUCIFS-Workshop 2006. New trends in Geomorphology - Systems-based understanding of long term man-landscape interactions.* Frankfurt a.M./Münzenberg (Germany), pp 85-89.

LATE QUATERNARY TEMPERATURE AND PRECIPITATION CHANGES IN PORTUGAL: A FIRST ATTEMPT AT QUANTITATIVE RECONSTRUCTION FROM POLLEN RECORDS

S.E. Connor¹, T. Boski¹

¹Centro de Investigação Marinha e Ambiental, Universidade do Algarve, Faro 8005-139, Portugal. sconnor@ualg.pt

ABSTRACT

This paper presents a preliminary reconstruction of Portugal's Late-glacial and Holocene palaeoclimate based on pollen data. The results indicate a general pattern of increasing temperatures and decreasing precipitation through the Holocene, although the pattern at high altitudes may have been completely different. Portugal's palaeoclimate appears to have been strongly influenced by interactions between the North Atlantic Oscillation and the monsoon system.

RESUMO

Apresenta-se uma reconstrução paleoclimática preliminar do tardiglaciar e Holocénico em Portugal com base em dados palinológicos. Os resultados apontam para um aumento gradual de temperaturas e uma diminuição gradual dos valores das precipitações ao longo do Holocénico. Contudo, é possível que nas regiões montanhosas a tendência tenha sido completamente diferente. O paleoclima de Portugal parece ser fortemente influenciado pelas interacções entre a Oscilação Norte Atlântica e o sistema de monção.

INTRODUCTION

The Mediterranean region is characterised by a climate of intense seasonal variation, with an annual cycle of winter rainfall followed by summer drought, driven by the movements of the North Atlantic Oscillation, the strength of the tropical monsoon and other circulation patterns (JALUT *et al.*, 2009). Palaeoclimatic data from a variety of proxies (speleothems, lake levels, pollen, macrobotanical remains) suggest that these climatic systems have shifted through the course of the Holocene. Monsoonal influence has weakened gradually since the early Holocene, rainfall has decreased, lake levels have fallen, and temperatures have increased (DAVIS *et al.*, 2003; DAVIS & STEVENSON, 2007; JALUT *et al.*, 2009; HARRISON & DIGERFELDT, 1991).

Pollen evidence shows that Mediterranean vegetation changed in both structure and composition during the Holocene, yet the cause of these changes, whether related to precipitation changes, solar forcing or the region's long history of human occupation, remains the subject of continuing debate (FLETCHER & SÁNCHEZ-GOÑI, 2008; JALUT *et al.*, 2009; RAMIL-REGO *et al.*, 1998; VAN DER KNAAP & VAN LEEUWEN, 1995).

Portugal occupies a unique position in the region, being the only Mediterranean country situated entirely outside the Mediterranean Basin. Its climate is strongly buffered by the Atlantic, thus its late Quaternary climatic history may have differed somewhat from the more continental areas to the east. Unfortunately, Portugal has been consistently overlooked in regional syntheses of palaeoecological data (cf. JALUT *et al.*, 2009; DAVIS *et al.*, 2003; CARRIÓN, 2002).

The palaeoclimate of lowland Portugal has been inferred as cold conditions during the Older Dryas and Younger Dryas, succeeding to a wet early Holocene, a dry mid Holocene and a wet late Holocene (QUEIROZ, 1999). In the mountains of the Serra da Estrela, an opposing model (i.e. a dry early Holocene and wet mid Holocene) has been put forward (VAN DER KNAAP & VAN LEEUWEN, 1995). Until a quantitative reconstruction is attempted, however, this apparent contradiction will remain unresolved

and Portugal's palaeoclimatic interconnections with the rest of the Mediterranean region will remain obscure. This paper is a first step towards the goal of a quantitative, pollen-based palaeoclimatic reconstruction for Portugal during the late Quaternary.

MATERIALS AND METHODS

Pollen data from terrestrial sites (highland lakes and bogs, groundwater-fed wetlands and coastal lagoons) was assembled from the published literature and from data provided directly by pollen analysts. For each of the pollen diagrams, the radiocarbon chronology proposed in the respective publication was adopted and, where necessary, calibrated using the programme CALIB (STUIVER & REIMER, 1993). Percentages for each pollen taxon were averaged over timeslices of 500 years to minimise the effects of rare taxa, dating uncertainties and short-term fluctuations. The resulting dataset comprised 292 pollen taxa and 172 timeslices from 14 key sites. The dataset was reduced to exclude taxa occurring in less than 2 samples, as well as Asteraceae and Poaceae, which are over-represented in some records because of local factors (MATEUS, 1989; FLETCHER, 2005). Detrended Correspondence Analysis (DCA), to bring out the main patterns in the dataset, was performed in PC-Ord (MCCUNE & MEFFORD, 1999). Transfer functions, linking untransformed modern pollen data (10 sites) with climatic variables interpolated for these sites (SNIRH, 2009), were produced using the programme C2 (JUGGINS, 2006). The best transfer function was selected on the basis of performance statistics and then applied to the fossil data to make a preliminary reconstruction of past changes in temperature and precipitation.

DISCUSSION OF RESULTS

DCA results can be interpreted in relative palaeoclimatic terms through correlations between modern samples and climatic variables, as well as through the ecological indications of the taxa most correlated with the ordination axes. Axis 1 has a strong positive relationship with elevation (r^2 : 0.86) and a strong negative relationship with average annual temperature (r^2 : 0.83), indicating that it probably represents a thermal gradient. Pollen taxa positively correlated with this axis represent mesic species (e.g. *Betula*, *Rumex*, *Silene*, *Potentilla*, *Campanula*), whereas negative correlates represent Mediterranean/Atlantic species (e.g. *Quercus coccifera*, *Erica scoparia*, *E. umbellata*, *Corema album*). The second axis has a positive relationship with annual rainfall (r^2 : 0.53). It is positively correlated with taxa representing broadleaved species (*Corylus*, deciduous *Quercus*, *Fagus*) and hydrophilous species (Ericaceae, Polygonaceae), while negative correlates include Aster-type, *Tamarix*, *Serratula*-type, Brassicaceae, Chenopodiaceae and Lamiaceae, which are often associated with dry or saline habitats.

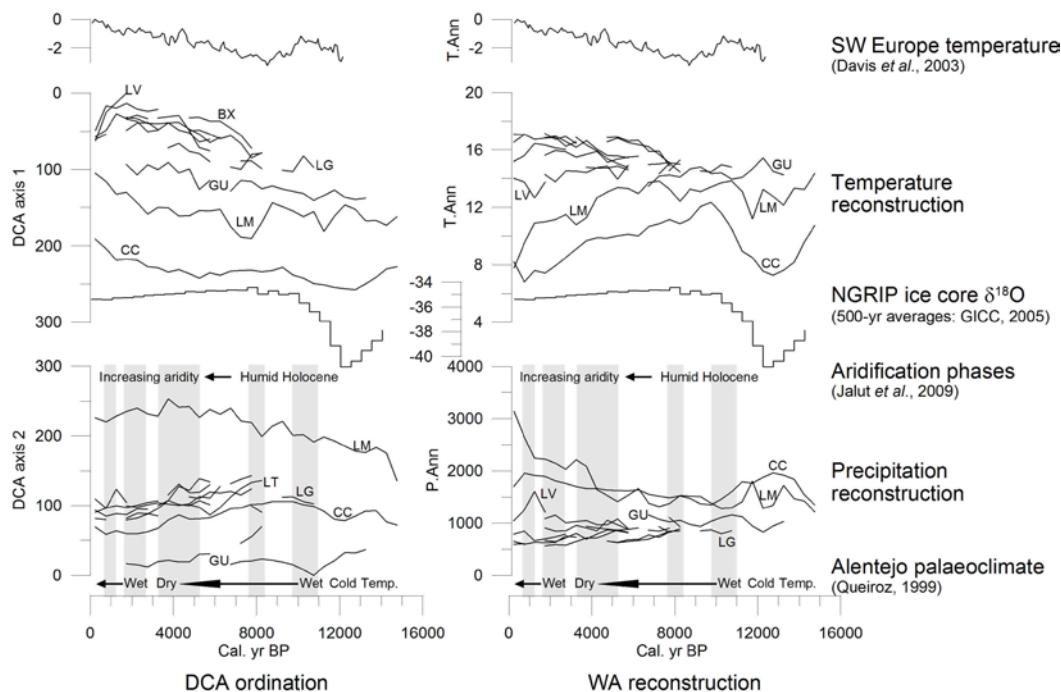


Figure 1. Preliminary temperature and precipitation trends for the last 14,500 cal. yr BP based on DCA ordination scores (left) and a weighted-averaging transfer function (right). Other palaeoclimatic trends from the region are shown for comparison. Site codes for individual curves: BX- Barbaroxa de Cima, CC- Charco da Candieira, GU- Guadiana CM5, LG- Lagoa do Golfo, LM- Lagoa de Marinho, LT- Lagoa Travessa, LV- Lake Vera.

In terms of trends, the first axis (Figure 1) indicates a progressive increase in temperature at all sites beginning in the early Holocene, in general agreement with the SW European trend (DAVIS *et al.*, 2003). The mountain records (Lagoa de Marinho and Charco da Candieira) exhibit a number of fluctuations that mimic some aspects of the Greenland ice core record and may relate to cooling episodes such as the Younger Dryas and 8.2-ka event.

Axis 2 scores, if interpreted in terms of rainfall, indicate a rapid increase after the Younger Dryas, followed by a gradual decline through the course of the Holocene. The Lagoa de Marinho trend deviates considerably from the others, perhaps because this site is outside the Mediterranean region.

Interpretation of pollen data in strictly quantitative palaeoclimatic terms is usually facilitated through an extensive network of modern analogues – sites where the present-day relationship between pollen and climatic variables is known. The almost complete lack of such data for Portugal makes it difficult to draw any firm conclusion about Portugal's climatic evolution through the late Quaternary, so the results discussed below should be viewed with considerable caution.

For most records, the quantitative reconstructions (Figure 1) accord with the general trend inferred for the Western Mediterranean – a gradual increase in temperatures and a gradual decline in precipitation through the Holocene (JALUT *et al.*, 2009; DAVIS *et al.*, 2003). Reconstructions from the two high altitude records, however, suggest the opposite – an early Holocene that was relatively warm and dry succeeding to a cooler, wetter late Holocene. These high altitude temperature reconstructions have a clear relationship to both sea surface temperature estimates from the W Mediterranean (FLETCHER & SÁNCHEZ GOÑI, 2008) and the Greenland oxygen isotope record (GICC,

2005). The mismatch between the DCA results and quantitative reconstructions for these mountain sites suggests that they record the interaction between two different climatic systems. Coastal records from southern Portugal are linked to the Western Mediterranean pattern governed by the monsoon, whereas the mountain records from northern Portugal seem to be closely linked to the North Atlantic Oscillation.

Human activities have affected Portugal's vegetation cover for a large part of the Holocene, especially since 3500-4000 cal. yr BP (QUEIROZ, 1999; VAN DER KNAAP & VAN LEEUWEN, 1995; FLETCHER *et al.*, 2007). Unexpected results, such as late Holocene temperature reconstructions that are colder than those for the Younger Dryas, are probably statistical artefacts introduced by anthropogenic deforestation. The late Holocene expansion of ericaceous scrub communities has traditionally been ascribed to human impact, though others have invoked solar forcing to explain the pattern (FLETCHER & SÁNCHEZ GOÑI, 2008). For Portugal as a whole, the correlation between climatic variables and the DCA suggests that long-term climatic factors are possibly more important than anthropogenic ones. On a local scale, the opposite is probably true.

Previous palynological studies reached contradictory conclusions on Portugal's palaeoclimatic evolution (QUEIROZ, 1999; VAN DER KNAAP & VAN LEEUWEN, 1995), but neither of these conclusions is wholly supported by the current analysis. Although preliminary, the results presented here suggest that Portugal's palaeoclimatic evolution was tied to two, separate climatic systems. Further research, including more robust set of modern analogues and a greater number of high-resolution pollen records, is required to better place Portugal in its regional palaeoclimatic context and determine the forcing mechanisms of environmental change.

ACKNOWLEDGEMENTS

Many thanks to Will Fletcher (Université Bordeaux), Harriet Allen (Cambridge University), Pim van der Knaap and Jacqueline van Leeuwen (Universität Bern) for kindly providing their pollen data for this analysis.

REFERENCES

- CARRIÓN, J.S. (2002) Patterns and processes of Late Quaternary environmental change in a montane region of southwestern Europe. *Quaternary Science Reviews*, **21**: 2047-2066.
- DAVIS B.A.S. & STEVENSON, A.C. (2007) The 8.2 ka event and Early-Mid Holocene forests, fires and flooding in the Central Ebro Desert, NE Spain. *Quaternary Science Reviews*, **26**: 1695-1712.
- DAVIS, B.A.S., BREWER, S., STEVENSON, A.C., GUIOT, J. & DATA CONTRIBUTORS (2003) The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews*, **22**: 1701-1716.
- FLETCHER, W.J. & SÁNCHEZ GOÑI, M.F. (2008) Orbital- and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr. *Quaternary Research*, **70**: 451-464.
- FLETCHER, W.J., 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**: 481-494.
- GICC (2005) Greenland Ice Core Chronology. http://www.glaciology.gfy.ku.dk/ngrip/index_eng.htm
- HARRISON, S.P. & DIGERFELDT, G. (1991) European lakes as palaeohydrological and palaeoclimate indicators. *Quaternary Science Reviews*, **12**: 233-248.
- JALUT, G., DEDOUBAT, J.-J., FONTUGNE, M., & OTTO, T. (2009) Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: climate forcing and human impact. *Quaternary International*, **200**: 4-18.
- JUGGINS, S. (2006) *C2 Data Analysis 1.4.3*. University of Newcastle, Newcastle upon Tyne.
- MATEUS, J.E. (1989) Lagoa Travessa: a Holocene pollen diagram from the south-west coast of Portugal. *Revista da Biologia (Lisboa)*, **14**: 17-94.
- MCCUNE, B. & MEFFORD, M.J. (1999) *PC-ORD: Multivariate Analysis of Ecological Data*. MjM Software Design, Gleneden Beach, Oregon.
- QUEIROZ, P.F. (1999) *Ecologia Histórica de Paisagem do Noroeste Alentejano*. Unpublished PhD thesis, Universidade de Lisboa.
- RAMIL-REGO, P., MUÑOZ-SOBRINO, C., RODRÍGUEZ-GUITIÁN, M. & GÓMEZ-ORELLANA, L. (1998) Differences in the vegetation of the North Iberian Peninsula during the last 16,000 years. *Plant Ecology*, **138**: 41-62.
- SNIRH (2009) Sistema Nacional de Informação de Recursos Hídricos. <http://snirh.pt/>

- STUIVER, M. & REIMER, P.J. (1993) Extended ^{14}C database and revised CALIB radiocarbon calibration program.
Radiocarbon, 35: 215-230.
- VAN DER KNAAP, W.O. & VAN LEEUWEN, J.F.N. (1995) Holocene vegetation succession and degradation as responses to climatic change and human activity in the Serra da Estrela , Portugal

PALEOEVENTOS CLIMÁTICOS REGISTADOS EM INTERDUNARES HÚMIDOS (SW ALENTEJANO – PORTUGAL)

A. Cruces¹, M.C. Freitas¹, C. Andrade¹, T. Ferreira¹, M.F. Araújo²

¹ Centro e Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Edifício C6, 3º Piso. Campo Grande. 1749-016 Lisboa. Portugal. a.cruces@fc.ul.pt; cfreitas@fc.ul.pt; candrade@fc.ul.pt; tmferreira@fc.ul.pt

² Grupo de Química Analítica e Ambiental, Instituto Tecnológico e Nuclear, Estrada Nacional 10, 2686-953 Sacavém, Portugal. faraujo@itn.pt

ABSTRACT

The study of the infill of wet dune slacks located in Portuguese SW coast allow the definition of 7 terrestrial events alternating with inundation periods in the last 7500 years. These were correlated, among others, with BOLD North Atlantic cold events and with historical climatic oscillations. This study contributes to climate characterization of the Holocene, considered for long time as a relatively stable period.

RESUMO

O estudo do enchimento dos interdunares húmidos do SW alentejano permitiu identificar 7 eventos de terrestreização (aridez) alternados com períodos de maior inundaçao das turfeiras nos últimos 7500 anos. Estes foram correlacionados, entre outros, com os eventos frios de BOND (Atlântico Norte) e com as oscilações climáticas históricas. Este estudo contribui para a caracterização climática do Holocénico, período considerado durante muito tempo como relativamente estável.

INTRODUÇÃO

Os Poços do Barbaroxa de Baixo (BB), do Meio (BM) e de Cima (BC) e a Lagoa da Sancha (LS), localizados entre a Lagoa de Santo André e Sines, correspondem a interdunares húmidos resultantes do afloramento permanente do nível freático em depressões de origem primária do Complexo Dunar Antigo (CDA). A LS, diferencia-se dos restantes, por receber contribuição fluvial de uma bacia hidrográfica de 35km², bem como água marinha, proveniente de raros galgamentos do cordão dunar, fenômeno também registrado em BB. O enchimento dos interdunares constitui arquivo natural que permite a reconstrução de paleoeventos climáticos e da variação do nível do mar no litoral SW Alentejano nos últimos 7500 anos.

MÉTODOS

Efectuaram-se 71 sondagens manuais posicionadas ao longo de perfis transversais a cada depressão, tendo-se seleccionado, em cada transepto, uma sondagem representativa do enchimento para análises sedimentológicas e geoquímicas por EDXRF. Quatro idades ¹⁴C foram obtidas no laboratório Beta Analytic Inc., USA e calibradas com CALIB RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM 5.1 (STUIVER & REIMER, 1986-2006). Idades suplementares no BC foram obtidas na bibliografia (QUEIROZ, 1999).

APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DE RESULTADOS

Os resultados sedimentológicos e geoquímicos (FREITAS *et al.*, 2007) das sequências sedimentares obtidas nos interdunares permitem identificar no enchimento Holocénico uma/duas unidades litológicas, que assentam sobre um substrato regional comum – areias eólicas quárzicas do CDA (Plistocénico?). A primeira, comum a todos os interdunares, corresponde a depósitos essencialmente orgânicos (sedimentação turfosa a limosa), com espessuras máximas variáveis (1,89 - 4,22m) dependendo do posicionamento altimétrico da paleosuperfície de cada depressão (BB/BC: ~ -2,0m-

NMM; BM/LS: ~ -0,5m-NMM). Esta sedimentação iniciou-se há cerca de 7500 anos cal BP em BB/BC, 5500 em LS e 4500 em BM. Foram identificadas alternâncias de depósitos turfosos/turfo-vasosos e vasas-turfosas, correspondendo a diferentes níveis de inundação das turfeiras. Há cerca de 3300 anos cal BP são registadas as maiores concentrações de elementos paleossalinos (Br, Cl e S), às quais se associa por vezes o aparecimento de grãos de quartzo dispersos na turfa, chegando a constituir lâminas centrimétricas, mais espessas no bordo oeste das turfeiras. A segunda unidade só ocorre em LS e corresponde a vasas hiperácidas (sedimentação minerogénica terrígena) depositadas nos últimos 700 anos cal BP.

Tendo em conta as alternâncias texturais-composicionais, as idades radiocarbono medidas e estimadas e as taxas de sedimentação calculadas, bem como informação paleoecológica adicional (pólenes e diatomáceas) obtida por QUEIROZ (1999) e FERREIRA (2006), identificaram-se para o Holocénico sete períodos de “terrestrialização” alternados com períodos de maior “inundação”, síncronos em todas as turfeiras (Figura 1). Os eventos de “terrestrialização” com duração milenar a submilenar e início a 6410 BP (7350 cal BP), 4803 BP (5540 cal BP), 3867 BP (4320 cal BP), 2730 BP (2820 cal BP), 1774 BP (1670 cal BP), 1100 BP (1010 cal BP) e 800 BP (710 cal BP), correspondem a épocas de maior aridez, com redução da zona de sedimentação límnica e aumento da sedimentação autóctone com origem na vegetação local. Os episódios identificados apresentam recorrência maioritariamente dentro do intervalo de ciclicidade estimado por BOND *et al.* (1997, 1999) de 1470 ± 500 BP para os eventos frios que caracterizaram o Atlântico Norte após o último máximo glaciário; também parece existir correspondência com os 6 eventos de aridez definidos no rio Guadiana por FLETCHER *et al.* (2007). No final do evento de terrestrialização 5 (há cerca de 3300 anos cal BP) faz-se notar uma maior influência marinha nestes ambientes durante cerca de 1600 anos. Esta é igualmente detectada no registo Holocénico das lagunas de Melides e Santo André (FREITAS *et al.*, 2003; CABRAL *et al.*, 2006). A este sinal associa-se o aparecimento de grãos de areia dispersos na turfeira, o que pode indicar movimentação do actual cordão dunar para posição mais proximal às turfeiras.

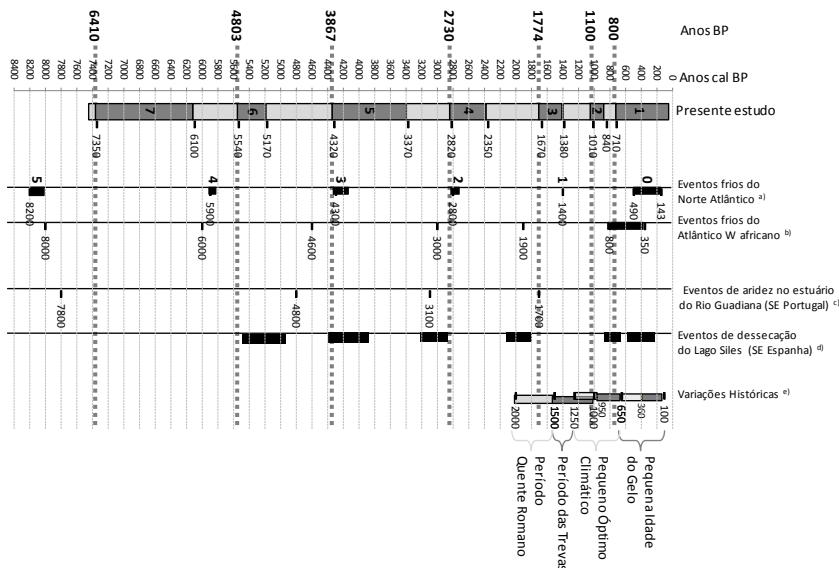


Figura 1. Cronologia dos eventos síncronos de inundação-terrestrialização identificados nos interdunares estudados e comparação com os eventos frios do Atlântico, eventos de aridez do estuário do rio Guadiana, níveis hídricos do Lago Siles e variações climáticas históricas.

As últimas quatro oscilações detectadas podem ser atribuídas aos mais recentes eventos climáticos do registo: Período Quente Romano, Período das Trevas, Pequeno Óptimo Climático e Pequena Idade do Gelo (Figura 1). Na Lagoa da Sancha, no início da Pequena Idade do Gelo (há cerca de 700 anos), o eventual robustecimento do cordão dunar pode ter sido responsável pela deflecção da rede fluvial da ribeira do Barranco dos Bêbados, conduzindo ao soterramento da turfeira por materiais terrígenos finos, onde é diminuta a presença de indicadores de paleossalinidade.

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho é uma contribuição do Projecto FCT/FEDER PDCTM/P/MAR/15231/1999. T. Ferreira e A. Cruces beneficiaram das bolsas SFRH/BD/27802/106 e PRAXISXXI/BD/21564/99.

REFERÊNCIAS

- BOND, G.; SHOWERS,W.; CHESEBY, M.; LOTTI, R.; ALMASI, P.; MENOCLA, P.; PRIORE, P.; CULLEN, H.; HAJDAS, I.; BONANI, G. (1997) – “A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates”. *Science* **278**, 1257–66.
- BOND, G.C.; SHOWERS, W.; ELLIOT, M.; EVANS, M.; LOTTI, R.; HAJDAS, I.; BONANI, G.; JOHNSON, S. (1999) – “The North Atlantic’s 1-2 kyr climate rhythm: relation to Heinrich events, Danasgaard/Oeschger cycles and the Little Ice Age”. *Mechanisms og Global Climate Change at Millennial Time Scales*, Geophysical Monograph, 112. American Geophysical Union. pp. 35 - 58.
- CABRAL, M. C.; FREITAS, M.C.; ANDRADE, C.; CRUCES, A. (2006) - Coastal evolution and Holocene ostracods in Melides lagoon (SW Portugal). *Marine Micropaleontology*, **60**, pp. 181-204.
- CARRIÓN, J.S. (2002) - Patterns and processes of Late Quaternary environmental change in a montane region of southwestern Europe. *Quaternary Science Reviews* **21**, 2047–66.
- deMENOCAL, P.; ORTIZ, J.; GUILDERSON, T.; ADKINS, J.; SARNTHEIN, M.; BAKER, L.; YARUSINSKY, M. (2000) - Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews* **19**, 347–61.
- FERREIRA, T.M.A. (2006) – “Evolução paleoambiental da Lagoa da Sancha (Litoral SW português) com base no estudo sedimentológico e de diatomáceas (Bacillariophyceae)”. Tese de Mestrado, Universidade Lisboa, Portugal, 142p.
- 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. pp. 481–494.
- FREITAS, M. C.; ANDRADE, C.; FERREIRA, T.; CRUCES, A.; ARAÚJO, M. F. (2007) - Wet dune slacks, sea-level and coastal evolution in the southwestern Portuguese façade. *Journal of Coastal Research*, SI 50, PP. 231-236.
- FREITAS, M.C.; ANDRADE, C.; ROCHA, F.; TASSINARI, C.; MUNHÁ, J.M.; CRUCES, A.; VIDINHA, J.; SILVA, C. M. (2003) – “Lateglacial and Holocene environmental changes in Portuguese coastal lagoons: 1. The sedimentological and geochemical records of the Santo André coastal area (SW Portugal)”. *The Holocene*, **13**, 3, pp. 433-446.
- QUEIROZ, P.F. (1999) - Ecologia Histórica da Paisagem do Noroeste Alentejano. Lisboa, Portugal: Universidade de Lisboa, Tese de Dotoramento, 300p.
- STUIVER M.; P.J. REIMER (1993) - Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C Age calibration program *Radiocarbon* **35**(1), pp. 215-230.

ASPECTOS DA VARIABILIDADE PALEOAMBIENTAL DURANTE O QUATERNÁRIO EM PORTUGAL

F. Diniz¹, L. Póvoas²

¹ Departamento de Geologia, Universidade de Lisboa, fdiniz@fc.ul.pt
² Museu Nacional de História Natural, Universidade de Lisboa, lipovoas@fc.ul.pt

ABSTRACT

Palynological studies carried out on west coast of Portugal at Vale de Janela and Fincha Grande revealed the presence of an open vegetation affected by a relatively damp, windy climate. Observation of *Myrica*, *Myrtus*, *Ilex*, *Olea*, *Quercus-ilex* type would seem to indicate that this coastal zone was a sort of refuge. This sites based on pollen flora and radiocarbon dating have been dated as Pleistocene (35 000 to 45 000 years BP).

The Rodents assemblages succession (studied in the perspective of populations systematic) at three Pleistocene and Holocene sites suggest climate changes in a range from temperate much colder and dry (open steppe) than today, passing by wet temperate, until climates with Mediterranean character, between 30 000 and 4 300 BP.

RESUMO

Estudos palinológicos realizados na costa ocidental de Portugal em Vale de Janela e Fincha grande revelaram a existência de uma vegetação aberta, afectada por um clima relativamente húmido e ventoso. A presença de *Myrica*, *Myrtus*, *Ilex*, *Olea* e *Quercus-ilex* sugere a existência de uma zona de refúgio. Com base em estudos palinológicos e datação pelo radiocarbono estas jazidas foram datadas de Plistocénicas (35 000 a 45 000 anos BP).

As sucessivas associações de Roedores (estudadas na perspectiva da sistemática de populações) de três jazidas Plistocénicas e Holocénicas sugerem mudanças climáticas num leque que varia de temperado muito mais frio e seco (estepa) que hoje, passando por temperado húmido até climas de carácter mediterrânico, entre 30 000 e 4 300 BP.

INTRODUÇÃO

O estudo do Quaternário propicia o percurso entre o passado recente e a actualidade. O objectivo deste trabalho é o de elencar as jazidas paleoflorísticas e paleofaunísticas por nós estudadas, focando aspectos relevantes para a compreensão da variabilidade dos ecossistemas por elas revelados. Os indicadores utilizados são os pólenes esporos por um lado e os roedores por outro.

MATERIAIS E MÉTODOS. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Palinologia – de um modo geral os depósitos plistocénicos favoráveis a estudos palinológicos são, em Portugal, escassos e pouco espessos. As abordagens são, em consequência parciais, dificultando a correlação com as sequências marinhas, muito mais completas e bem datadas.

Na arriba entre Ferrel e a Lagoa de Óbidos, observam-se vários depósitos ricos de matéria orgânica, preenchendo paleovals escavados em formações cretácicas. Em duas dessas jazidas (Vale de Janela e Fincha Grande) foram identificados na totalidade 50 taxones. Do ponto de vista geobotânico é de sublinhar que estes taxones, excepto *Saxifraga*, *Lygeum* e *Convolvulus* tinham sido identificados nos lignitos pliocénicos da Bacia de Rio Maior.

Vale de Janela (3Km Norte de Ferrel) – *Pinus* e *Ericaceae* são elementos dominantes da paleoflora seguindo-se *Quercus*, *Corylus*, *Betula*, *Alnus*, *Ilex* e *Myrica*; a presença de *Quercus* tipo *Ilex*, *Oleaceae*, *Myrtus* e *Cistus* acentuam o cariz mediterrânico. O extracto herbáceo é sobretudo constituído por *Cyperaceae*, *Asteraceae* e *Cistaceae*. A

vegetação na base é essencialmente formada por Ericaceae, *Pinus* está fracamente representado, sendo as restantes arbóreas vestigiais; na fase seguinte assiste-se à progressiva instalação do extracto arbóreo sem que se estabeleça integralmente a floresta, pertencendo a *Myrtus* provavelmente o papel de pioneiro. A presença de *Ilex (aquifolium)*, elemento oceânico como as Ericaceae, assegura condições climáticas não muito agressivas. A microflora identificada testemunha a existência de uma paisagem vegetal aberta costeira vivendo sob condições climáticas de tipo oceânico fresco e húmido, com bastante vento (DINIZ, 1993 e 2003).

Fincha Grande (6,5Km Norte de Ferrel) – caracteres gerais da microflora: dominância de Ericaceae (25 a 93%), presença descontínua de *Myrica*, sendo vestigial na base alcançando na parte superior 45%. *Pinus* com frequências elevadas na base (30%), baixas na parte média (5%), aumentando no terço superior (10%). *Quercus* exibe uma curva descontínua com três picos, variando entre 5 e 15%. *Betula* também é descontínua, atingindo na parte média e superior 7 a 12%. *Corylus* vestigial na parte média alcança no troço superior valores acima de 5%. *Alnus* desenvolve-se na parte média e superior sempre com percentagens inferiores a 5%. Presença contínua de *Ilex* na parte superior, não excedendo 3%. Os taxones de cariz mediterrâneo aparecem sobretudo na parte média a superior com valores inferiores a 1%. As herbáceas variam entre 5 e 30%, alcançando os maiores valores na base e no topo. Cistaceae é a família mais representativa seguindo-se Asteraceae bem patente no topo. Menção especial para *Saxifraga*, com dois picos, um no topo e outro na parte média. Consoante a importância dos taxones acima referidos e para além da dominância das Ericaceae, podemos considerar na sequência de Fincha Grande, da base para o topo, 4 divisões: **FG1** (nível 69-52) – caracterizada pela boa frequência de *Pinus* (7 a 30%), Cistaceae (2 a 20%) e Poaceae (a 5%). Aumento do valor de *Salix* no topo; presença vestigial de *Quercus*, *Betula* e *Myrica*. No tocante às herbáceas, além de Cistaceae e Poaceae há que citar Cyperaceae, *Asphodelus*, *Artemisia*, Apiaceae e Brassicaceae. **FG2** (nív. 59-37) – declínio de *Pinus* (\leq a 5%), *Salix* e *Quercus* atingindo, respectivamente, 10 e 5% nos níveis inferiores; presença vestigial de *Alnus* e *Betula*. No extracto herbáceo Cistaceae varia entre 7-10%, presença contínua de Poaceae e Asteraceae por vezes superior a 1%. *Saxifraga* alcança 3%, *Artemisia*, *Lygeum* e Apiaceae são vestigiais. *Asphodelus* supera os 5%. **FG3** (nív. 35-18) – desenvolvimento progressivo de *Pinus* passando de vestigial a valores relevantes (10%). Presença contínua de *Quercus* com 2 picos de 15% e de *Corylus* com um máximo de 5%. Curva descontínua de *Betula*, passando de 5% na base para 10% no topo. *Alnus* continua representado com valores vestigiais. Gradual incremento de *Myrica*. **FG4** (nív. 16-2) – boa representação de *Pinus* na base, diminuindo para o topo. Declínio abrupto de *Betula* e *Quercus*; *Corylus* realiza 5% na parte inferior, tornando-se vestigial nos níveis superiores. Pleno desenvolvimento de *Myrica*, atingindo 45%. Aparecimento de *Ilex*, perfazendo 5% na base e diminuindo para o topo. Rarefacção dos taxones de cariz mediterrâneo. As herbáceas atingem nesta zona os valores mais elevados de toda a sequência: Asteraceae alcança 20%, *Saxifraga* culmina com 5%, enquanto que *Calluna* e Cistacea raramente perfazem este valor.

Deduz-se que a paisagem é dominada pela “lande” de Ericaceae. O coberto vegetal inicialmente constituído por um bosque de *Pinus* e estrato herbáceo essencialmente formado por Cistaceae é praticamente substituído por *Quercus* e *Betula*. Numa segunda fase assiste-se à regeneração de *Pinus* acompanhado de *Betula* e *Corylus*. É de registar a presença de *Saxifraga*, elemento temperado ou sub-artico e de *Lygeum*, Poaceae, das estepes mediterrânicas na parte média do diagrama (nív 43, 41, 39, 37), onde a presença de árvores é escassa, o que poderia indicar a existência de uma estope.

Numa terceira e última fase observa-se o decréscimo de *Pinus*, a rarefacção de *Betula* bem como de *Corylus* e *Quercus*.

Estas jazidas foram datadas de Plistocénicas com base em estudos palinológicos e datação pelo radiocarbono (35 000 – 45 000 anos BP).

A presença de *Myrica*, *Ilex*, *Olea*, *Quercus* t. *ilex* abona a favor da existência de uma zona de refúgio com urzais (charnecas), sob clima afectado pelos nevoeiros atlânticos. Nos tempos actuais estes aspectos peculiares encontram-se na província Gaditano – Onubo - Algarviense, essencialmente litoral. Em áreas protegidas a vegetação arbórea formava um complexo ecossistema: florestas de carvalhos de folhagem caduca relacionados com o *Quercio Occidentale* e florestas mais continentais de folhagem caduca com *Betula*.

Estes resultados confirmam que durante o Wurn as zonas bioclimáticas foram marcadas por gradientes ecológicos abruptos originando uma forte compressão longitudinal e altitudinal das zonas fitológicas. Compressão certamente causada pela deslocação da frente polar para sul, como foi sugerido por H. Hooghiemstra *et al.*, 1992. Este esquema está também de acordo com os dados paleontológicos da Estremadura (PÓVOAS *et al.* 1992, ZILHÃO, 1997).

Micromamíferos- na **Gruta do Caldeirão** (8Km N de Tomar, Portugal), que se desenvolve em calcários do Jurássico inferior, o estudo do depósito sedimentar revelou uma sequência de 15 níveis estratigráficos com uma espessura total de 6,2m. As faunas de roedores da sequência de camadas K a Fa acumularam-se entre 30 000 e 18 000 BP e as do nível Eb entre 16 000 e 10 000 BP de acordo com a composição arqueológica (Paleolítico superior a Neolítico) e as datações radiométricas (ZILHÃO, 1997). O conteúdo em Roedores pode ser agrupado em três associações faunísticas principais (PÓVOAS *et al.* 1992) indicadoras de outras tantas unidades paleoecológicas: a correspondente às camadas K a Fc (30 000 a 20 000 BP) cuja microfauna indica um clima bem mais frio que o actual, de cariz temperado, com fases mais secas durante as quais se desenvolveram espaços abertos estépicos (*Microtus arvalis* e sobretudo *Allocricetus bursae* nos níveis K e Fc); a representada nas camadas Fb e Fa (19 000 a 18 000 BP) caracterizada por um quadro também temperado, mais frio que o actual e bastante mais húmido, como indicam as percentagens muito elevadas de *Apodemus sylvaticus* e *Microtus (Terricola)* (Chaline *et al.*, 1988; Brunet-Lecomte, 1988) sobretudo da espécie *lusitanicus* adaptada a solos húmidos profundos; a fase climática correspondente à camada Eb (16 000 a 10 000 BP) cuja fauna de Roedores indica, para a região, um clima mais seco que o anterior, e talvez mesmo que o actual, ainda que no quadro dos climas temperados (percentagem de *Muridae* inferior à de *Arvicolidae*) mas com uma componente já submediterrânica, como parece indicar o aumento da percentagem de *Microtus (Terricola) duodecimcostatus* relativamente a *M. (T.) lusitanicus*.

O **abrigó-sob-rocha da Pena d'Água** (Rexaldia, Torres Novas) é uma estação arqueológica cuja sequência estratigráfica é definida por 7 camadas contendo indústrias líticas e artefactos que indicam ocupações desde o Epipaleolítico até ao Romano (CARVALHO, 1998).

No que respeita ao conteúdo faunístico de Roedores, o primeiro facto a assinalar é a clara dominância dos *Muridae* (*Apodemus sylvaticus*, *Mus spretus* e *Mus musculus*) face aos *Arvicolidae* o que é característico das regiões sob clima mediterrânico do Sul da Península Ibérica. Mas, ao contrário do que se passa na fauna actual de roedores da região (PÓVOAS, 1991), *Apodemus sylvaticus*, de acordo com o registo deixado neste depósito sedimentar, é dominante em relação a *Mus spretus* o que pode estar relacionado com o facto de esta última espécie estar, então, no início da colonização da área, mas também com a predominância de zonas arborizadas onde *Apodemus* encontra biótopo favorável ao

contrário de *Mus* que é incapaz de sobreviver em biótopos florestados. *Eliomys quercinus* também indica a existência de zonas arborizadas que frequenta e de cujos frutos se alimenta. Por sua vez, a fraca percentagem de *Microtus (Terricola) sp.* indica a existência de áreas reduzidas de solos húmidos profundos que estes Arvicolídeos escavam. Os Insectívoros (*Crocidura* associado à presença de biótopos secos foi o género identificado) não são predominantes ao contrário do que geralmente acontece sob climas mediterrânicos.

A fauna referida permitiu confirmar a existência naquela região, há cerca de 5000 a 6000 anos BP, de um clima de cariz mediterrânico, talvez um pouco mais húmido que o das estações tipicamente mediterrânicas do Sul da Península. É interessante destacar, no entanto, não se ter encontrado, até agora, o género *Mus* nos níveis atribuídos ao Neolítico antigo e ao Epipaleolítico facto que estará de acordo com a colonização por *Mus spretus* da Europa Ocidental e em particular da Ibéria, durante o Neolítico, por migração a partir do Magreb (onde se terá diferenciado como espécie) e acompanhamento da “neolitização” que com as desmatações lhe foi criando biótopos favoráveis por se tratar de espécie adaptada a espaços abertos. Também *Mus musculus* terá migrado do Próximo Oriente durante o Neolítico e acompanhado o Homem e as suas construções (PÓVOAS, 1998).

Em **Algarão da Goldra** abria-se um grande algar no topo (300m de altitude) de uma colina calcária do Jurássico superior a 4km a SE de Loulé, Portugal (STRAUS, 1988). Um dos 6 níveis da sequência estratigráfica (2,4m de espessura) era constituído por uma lentícula formada por uma concentração de restos de microvertebrados para o qual foi obtida a idade de 4330+80 anos BP (GifA 98349) (PÓVOAS, 2001). Este nível sobrepuinha-se a um outro atribuível ao Calcolítico que, por sua vez, assentava num terceiro contendo cerâmica e indústrias líticas do Neolítico médio (cerca de 5000 BP).

O estudo da associação faunística de micromamíferos (PÓVOAS *et al.*, 1993) contida no referido nível mostrou a clara predominância do insectívoro *Crocidura russula* (51,9%) o que é compatível com um biótopo seco com cobertura vegetal arbustiva. Entre os Roedores verificou-se uma percentagem maior do conjunto dos *Muridae* (42%) - *Apodemus sylvaticus* e *Mus spretus/musculus*- sobre os *Arvicolidae* (3,7%) -*Microtus cabrerae* e *Microtus (Terricola) duodecimcostatus*- o que é típico das regiões de clima mediterrânico. No entanto a maior percentagem de *Apodemus* (27%) face a *Mus* (15%) indica a existência de zonas florestadas nas proximidades do algar o que também pode estar relacionado com a presença de *Eliomys quercinus* (2,4%). A fraca representação de Roedores do género *Microtus* encontrará explicação na escassez de prados com solo profundo e húmido.

Do exposto fica bem patente o interesse pelo estudo paleoambiental versando o conhecimento dos ecossistemas e demais implicações transversais aos contextos geológicos.

REFERENCIAS

- BRUNET-LECOMTE, P. (1988) – “Les campagnoles souterraines (*Terricola*, *Arvicolidae*, *Rodentia*) actuels et fossiles d’Europe occidentale”. These Doctorat, Université de Bourgogne, 1988, Dijon, 146 pp.
- CHALINE, J.; BRUNET-LECOMTE, P. & GRAF, J. D. (1988) – “Validation de (*Terricola* FATIO, 1867, pour les Campagnoles souterraines (*Arvicolidae*, *Rodentia*) paléartiques actuels et fossiles”. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **306**, III: pp.475-478.
- CARVALHO, A.F. (1998) – “O Abrigo da Pena de Água (Torres Novas): resultados dos trabalhos de 1992-1997” *Ver. Port. De Arqueologia* Lisboa, **2** (1), pp. 39-72.
- DINIZ, F. (1993) – “Aspectos da vegetação e do clima de formações quaternárias entre Óbidos e Peniche”. *El Quaternario en España y Portugal. Ed. Instituto Tecnológico y Geominero de España*, Vol. I, Madrid, pp. 337.
- DINIZ, F. (2003) – “The particular aspects of Pleistocene pollen flora from the west coast of Portugal”. *Programs with Abstracts XVI INQUA Congress*, 23-30 Julho, Reno, Nevada – USA pp. 79.

- HOOGHIEMSTRA, H., STALLING, H., AGWU, C. O. C.; DUPONT, L. M. – “Vegetation and climatic changes at the northern fringe of the sahara 250,000 – 5000 years BP: evidence from 4 marine pollen records located between Portugal and the Canary Islands”. *Review of Paleobotany and Palynology*, **74**-1/2, pp. 1-53.
- PÓVOAS, L. (1991) – “Faunes de rongeurs actuelles et du pléistocène supérieur au Portugal; les évidences des sites de Avecasta et Caldeirão ”. *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Mineral. E Geol., Univ. de Coimbra, **112**, pp. 275-283.
- PÓVOAS, L. (1998) – “Faunas de micromamíferos do Abrigo da Pena de Água (Torres Novas) e seu significado paleoecológico. Considerações preliminares”. *Rev. Port.. de Arqueologia*, Lisboa, **2** (1), pp. 81-84.
- PÓVOAS, L. (2001) – “Contribuição do estudo das associações de Roedores para o conhecimento de variações climáticas durante o Quaternário em Portugal”. *Actas da V Reunião do Quaternário Ibérico / I Congresso do Quaternário de Países de Línguas Ibéricas*. Lisboa, pp. 133 -136.
- PÓVOAS, L.; BRUNET-LECOMTE, P. & CHALINE, J. (1993) – “Présence de *Mus spretus* fossile dans l’Holocène du Portugal”. *Actas da 3ª Reunião do Quaternário Ibérico*, Coimbra, pp. 409-489.
- PÓVOAS, L.; ZILHÃO, J.; CHALINE, J. & BRUNET-LECOMTE, P. (1992) – “La faune de rongeurs du Pléistocène supérieur de la Grotte de Caldeirão (Tomar, Portugal)”. *Quaternaire*, **3** (1), pp. 40-47.
- STRAUS, L.G. (1988) - "Archeological Surveys and Excavations in Southern Portugal". *Old World Archaeology Newsletter*, **12** (3), pp.73-76.
- ZILHÃO, J. (1997) – “O Paleolítico Superior da Estremadura Portuguesa”. Tese de Doutoramento, Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa.

CAMBIOS CLIMATICOS Y DE USO DEL SUELO EN EL REGISTRO RECIENTE DE UN HUMEDAL MEDITERRÁNEO (LAS TABLAS DE DAIMIEL, CIUDAD REAL).

J. I. Santisteban¹, R. Mediavilla², M. J. G. García³, M. B. Ruiz Zapata³

¹Dpt. Estratigrafía, Grupo de Paleoclimatología y Cambio Global, Instituto de Geología Económica-Facultad de Ciencias Geológicas, UCM-CSIC. C/ José Antonio Novais 2, 28040-Madrid. juancho@geo.ucm.es

²Área de Investigación en Cambio Global, Departamento de Investigación y Prospectiva Geocientífica, Instituto Geológico y Minero de España. C/ La Calera 1, 28760-Tres Cantos (Madrid). rmediavilla@igme.es

³Dpt Geología, Universidad de Alcalá, 28871 Alcalá de Henares (Madrid). mjose.gil@uah.es; blanca.ruiz@uah.es

ABSTRACT

The analysis of the sediments of a temperate wetland in central Spain (Las Tablas de Daimiel National Park) and their correlation to historical and documental data allows to interpret the environmental changes recorded in such sediments as due to the natural variability and land use changes. Their relative intensity and length permits to estimate the ability to recover of the natural system. Consequently, the record is divided in three periods: a “natural” period, when the impact of events is short and the environment is able to recover quickly, a “preindustrial” period, when changes are gradual but sustained, and an “industrial” period, when the sustained activity is so intense that the natural system is unable to recover.

RESUMEN

A través del análisis de los sedimentos acumulados en el humedal del Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel y su correlación con los datos histórico-documentales disponibles se ha podido interpretar que los cambios registrados en dichos sedimentos son resultado de la variabilidad natural y cambios en los usos del suelo. La intensidad y duración relativa de estos impactos permite estimar la capacidad de recuperación del sistema. Se identifica un período (“natural”) en que los impactos sobre el medio son instantáneos y de los que el medio se recupera rápidamente, un período de intensificación de la agricultura (preindustrial) en el que se producen cambios graduales suaves, y un período de introducción de la maquinaria en el campo (industrial) en el que los cambios son sostenidos en el tiempo, impidiendo la recuperación del medio.

INTRODUCCIÓN

Los cambios en el uso del suelo producen claras perturbaciones en los sistemas naturales que pueden ser identificadas a través del análisis del registro sedimentario. Tales cambios son evidentes desde el desarrollo de la agricultura aunque, a diferencia del estudio del cambio climático, no se ha prestado una gran atención a los factores que controlan dichos cambios.

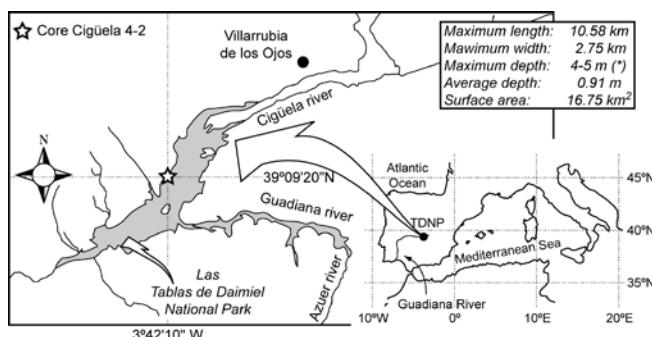


Figura 1. Área de estudio, posición del testigo 4-2 y características morfológicas del vaso del humedal (ALVAREZ-COBELAS *et al.*, 1996). (*): valores artificiales debidos a la presencia de presas.

El reconocimiento de que los cambios políticos, sociales, económicos y tecnológicos son algunos de los controles sobre los cambios inducidos por el hombre introducen nuevas reglas en el escenario de cambio global que no siguen los mecanismos “naturales” y, por lo tanto, deben ser analizadas bajo un conjunto diferente de premisas con reglas propias.

Esta comunicación presenta el registro polínico y geoquímico de cambios antrópicos producidos durante el último milenio en un humedal templado (Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel –LTDNP-, Figura 1) el cual estaba alimentado por aguas superficiales y subterráneas (mayoritariamente carbonatadas y sulfatadas) hasta tiempos recientes.

SEDIMENTOS E HISTORIA

Para presentar las ideas anteriores, se analiza el sondeo Cigüela 4-2 (Figura 1) en el que el registro sedimentario del último milenio está representado exclusivamente por láminas de carbonato compuestas por talos y oogonios de caráceas, acumulados en las zonas de aguas abiertas del humedal, entre las que se intercalan láminas milimétricas compuestas por restos vegetales, principalmente hojas de *Phragmites* y *Typha*, que representan el margen del humedal. Ambas facies pueden presentar matriz arcillosa y microcristales dispersos de yeso.

En consecuencia, el estudio se centra en el C orgánico e inorgánico (vegetación emergente y caráceas respectivamente), S (yeso: salinidad del agua) y Al (siliciclásticos: aportes externos), como elementos geoquímicos y *Pinus* y *Quercus* perenne (estrato arbóreo del bosque mediterráneo), Oleaceae y Cerealia (taxones agrícolas) y Chenopodiaceae-Amaranthaceae como indicador de la salinización del suelo (Figura 2). El modelo de edad se ha realizado a partir de mediciones radiométricas (^{14}C AMS, $^{239,240}\text{Pu}$, y ^{210}Po) e identificación de eventos históricos.

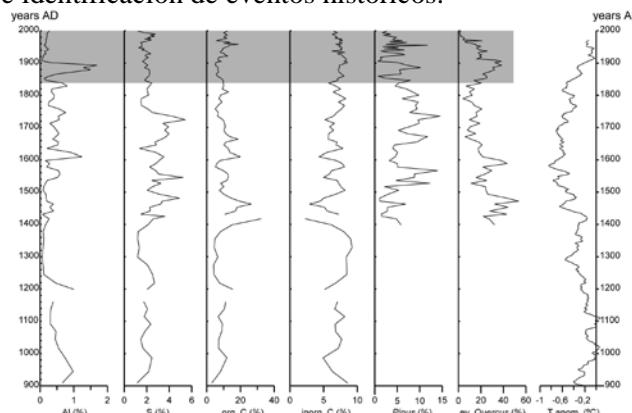


Figura 2. Parámetros geoquímicos para los últimos 1100 años. Estos, más los registros de *Pinus* y *Quercus* perennifolia de los últimos 600 años (registro continuo) muestran una buena correlación con la curva de MOBERG *et al.* (2005).

El estado “cuasi-natural”

Desde el s. X hasta la mitad del s. XIX se observa una notable relación entre los picos de valores y tendencias de los elementos geoquímicos con la reconstrucción de temperatura de MOBERG *et al.* (2005). Esto indica la estrecha relación entre el clima y la dinámica ambiental. Sin embargo, un análisis más detallado revela dos órdenes de ciclicidad:

- 1) Ciclos de pequeñas escala (interanuales-decenales). Durante los períodos áridos la lámina de agua desciende y las masas de caráceas se retraen hacia el interior del

humedal (disminución del C inorgánico) mientras que la vegetación marginal se expande hacia el interior de este (incremento del C orgánico). Como consecuencia de las condiciones más secas los suelos se hacen más salinos (incremento en S), se degradan y son erosionados más fácilmente (incremento en Al).

2) Ciclos de mediana escala (decenales-seculares). Las relaciones cambian ya que el mantenimiento prolongado de las condiciones de aridez causan un incremento de la salinidad del suelo (incremento en S) tal que este pierde gran parte de su capacidad para soportar vegetación (descenso en el C orgánico).

Hay pocas referencias documentales para este período. Los musulmanes, después de entrar en la Península Ibérica en el 711 AD, llamaron a esta región Al-Manxa (“tierra llana, desierta y árida”). En el s. X, un viajero árabe, Al-Razi, escribió que el clima de la zona era suave y favorable para el cereal. De los siglos XI a XIII hubo continuas luchas en la zona entre cristianos y musulmanes. Tras este período, la zona perteneció a la Orden de Calatrava, hasta mediados del s. XIX, a la nobleza y al clero.

El uso del suelo se basaba en el arrendamiento de pequeñas porciones para uso familiar (autoconsumo y comercio local o de pequeña escala). Los cultivos principales eran el olivo, el cereal y pequeñas huertas y viñedos. Una parte importante de la economía se apoyaba en el pastoreo (la Mesta, constituida en el s. XIII y abolida en 1836). Esto implica que gran parte de la tierra fue usada como pastos y permaneció sin cultivar.

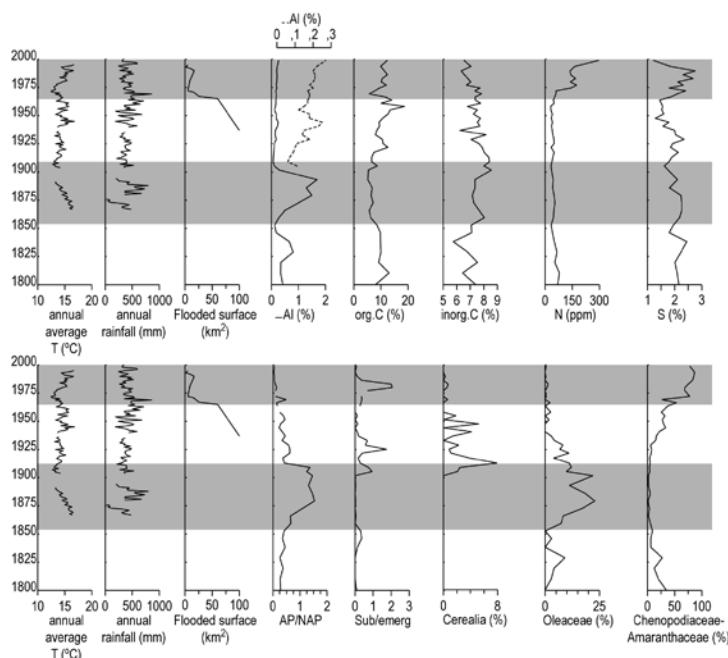


Figure 3. Temperatura, precipitación y superficie inundada anual para los últimos 200 años. AP/NAP: polen arbóreo/no arbóreo; sub/emerg: vegetación hidrofita vs. heliofita.

Perturbaciones del sistema “natural”

El cambio más evidente a techo de los sedimentos es la desaparición de las relaciones precias entre los elementos y entre ellos y el clima (Figura 3).

La primera evidencia de cambio es un súbito incremento de Al a finales del s. XIX. Este evento coincide con un incremento en el polen arbóreo y una expansión de la vegetación emergente del humedal a expensas de la acuática. Coetáneamente hay un aumento del polen de Oleaceae y, un poco después, de Cerealia.

Este período coincide con las desamortizaciones de Madoz y Mendizabal y

conllevo un cambio en la propiedad del suelo. Además se produjeron dos eventos cuyas repercusiones en la zona fueron de gran importancia: la caída de los precios del cereal en España y la crisis de la filoxera en Francia. Esto motivó la expansión del viñedo en tierras anteriormente utilizadas para cereal y, por lo tanto un incremento en la roturación (incremento en Al) y limpieza de tierras (remoción de hierbas y arbustos, lo que implica un aumento “artificial” en el porcentaje de polen arbóreo). El incremento en la turbidez de las aguas (aportes siliciclasticos) causó la inhibición de la vegetación acuática (descenso en el C inorgánico y aumento relativo de polen de vegetación emergente). Con todo, los bajos valores de C indican un descenso en la productividad orgánica que puede relacionarse tanto con el aumento de la turbidez como con la limpieza de los márgenes.

El súbito descenso del contenido en Al a inicios del s. XX marca el comienzo de un período de estabilidad en el que se recuperan parcialmente las relaciones “naturales”. A pesar de esta aparente recuperación, el incremento paralelo de Al y C orgánico de acuerdo con la curva de precipitaciones indica un incremento en la erosión de los suelos (con una cobertura vegetal más escasa) que causa un aumento en la turbidez de las aguas (descenso en el C inorgánico). Además, el incremento de la agricultura aumenta la demanda hídrica produciéndose una salinización del suelo (aumento de Chenopodiaceae-Amaranthaceae) (Figura 3).

El siguiente cambio evidente se produjo en torno a 1960 y queda registrado en un súbito incremento del contenido en S junto con una ruptura en la tendencia al incremento en el porcentaje de C orgánico. En la vegetación se manifiesta en un abrupto incremento en el polen de Chenopodiaceae-Amaranthaceae (Figura 3). Estos cambios son seguidos poco después por un descenso en el C inorgánico, N y en los taxones heliofíticos del humedal (Figura 3).

El incremento en la salinidad del agua y suelo (manifestada en los aumentos en S y Chenopodiaceae-Amaranthaceae), junto con el descenso en C inorgánico fueron resultado de una caída en el nivel de las aguas debida al intento de desecación de finales de la década de 1960 (Figura 3). La introducción de maquinaria en el bombeo de agua y de fertilizantes industriales (incremento en N) permitió la extensión del regadío que llevó a una sobreexplotación de los recursos hídricos y la desconexión definitiva de las aguas subterráneas de las superficiales. La tendencia al descenso en el contenido en S de la parte más superior del registro se debe a un aporte artificial de aguas aunque, a pesar de esto, la salinización del suelo (registrada en los altos valores de Chenopodiaceae) y la pérdida de superficie inundada (alrededor del 85%) se hace permanente.

CONCLUSIONES

Las diferencias entre los períodos “natural” y “antrópico” permiten establecer las diferencias entre ambos.

Independientemente del origen del cambio (natural o antrópico), las variaciones locales son pequeñas comparadas con la variabilidad del registro completo. Los cambios “naturales” muestran un mayor rango de variación que los antrópicos y están directamente relacionados con fluctuaciones climáticas Figura 2).

La principal diferencia entre ambos estriba en la capacidad del sistema para recuperarse de los cambios. Los cambios relacionados con el clima muestran una ciclicidad que se correlaciona bien, pese a pequeños desfases, con los cambios en la temperatura a corto plazo (anual-decenal) y no linealmente a largo plazo (secular). Por su parte, los eventos tecnológicos y de cambio de uso del suelo son cambios que producen rápidamente y rompen las relaciones ambientales con un comportamiento no lineal que provoca una respuesta rápida y, una vez sobrepasada un umbral, una lenta recuperación (Figura 3).

Los cambios producidos por la actividad humana dependen de la localización (impacto directo o indirecto). A finales del s. XIX la actividad se produjo fuera del humedal (impacto indirecto) y su intensidad fue media, produciéndose la recuperación del sistema en unos 50 años. El humedal fue afectado por efectos colaterales a esta actividad (aporte de detritus por escorrentía) pero fue capaz de recuperar su estado inicial. Sin embargo, la desecación y sobreexplotación de las aguas rompe el balance hidrológico del humedal en menos de 30 años y todavía no se ha recuperado. En esas circunstancias, a pesar de las acciones humanas encaminadas a corregir este desequilibrio, la salinización y pérdida de superficie inundada todavía son activas.

AGRADECIMIENTOS

Los autores están muy agradecidos al personal del Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel y a su director, D. Carlos Ruiz de la Hermosa. Este trabajo se ha realizado dentro de los proyectos REN2002-04433-CO2-01, REN2002-04433-CO2-02 y CGL2005-06458-CO2-01 del Ministerio de Ciencia e Innovación.

REFERENCIAS

- MOBERG, A.; SONECHKIN, D. M.; HOLMGREN, K.; DATSENKO N. M. & KARLÉN, W. (2005) – “Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data”. *Nature*, **433**: 613-617.

AGGRADATION OF FAN DELTAS AND PALAEOFLOODS IN HIGH MOUNTAIN ENVIRONMENTS DURING THE LAST THREE MILLENNIA: HIGH RESOLUTION SEDIMENTARY RECORDS OF THE SWISS ALPS

L. Schulte¹, M. Baró¹, F. Carvalho¹, J.C. Peña², R. Julià³, F. Burjachs⁴

¹ Fluvalps Research Group, Department of Physical and Regional Geography, University of Barcelona, Carrer de Montalegre 6, E-08001 Barcelona, Spain. schulte@ub.edu

² Catalan Meteorological Survey, Spain

³ Institute of Earth Science "Jaume Almera", CSIC, Spain

⁴ ICREA at the Catalan Institute of Human Palaeoecology and Social Evolution, Spain

ABSTRACT

The multidisciplinary Fluvalps-3000 research project focuses on the variability of the Late Holocene and historical fluvial dynamics in alpine catchments. The paper examines the potential of a 3600 yr-long record composed from fluvial deposits for flood hazard assessment. This paper considers particularly the sedimentological and geocronological methods applied to the fluvial records of several key sections of the Lütschine and Lombach fan deltas. The sedimentary data of the high-resolution fan delta record show up to nine coarse-grained flood layers of the Lütschine record, deposited during the last 3350 years by catastrophic flood events at a recurrence interval of 370 years, coincide with positive radiocarbon anomalies and cold phases in the Alps. Furthermore, nineteen minor burial episodes occur between 3600 and 1050 cal yr BP at average intervals between 113 years (Lütschine) and 105 years (Lombach) suggesting that aggradation during the focused period was triggered by centennial flood events. The solar influence on regional hydrological regime is proposed as the main factor triggering the flooding events. According to our results, the 2005 flood may not be considered as one of these major catastrophic events, thus providing useful data for future risk assessment by regional and local authorities. The 3600 year flood history derived from fan delta proxies, presented in this paper, is unique in the European Alps.

RESUMEN

El proyecto de investigación multidisciplinario Fluvalps-3000 se centra en la variabilidad del Holoceno Tardío y la dinámica fluvial histórica en cuencas alpinas. En el documento se examina el potencial de un registro de depósitos fluviales de 3600 años, para la evaluación de los riesgos de inundación. Este documento considera, en particular, métodos sedimentológicos y geocronológicos aplicados a los registros fluviales de varias secciones de los abanicos deltaicos de los ríos Lütschine y Lombach. Los datos sedimentarios de alta resolución del abanico deltaico muestran hasta nueve eventos de inundación representados por sedimentos de grano grueso para el registro del Lütschine, depositados durante los últimos 3350 años por las inundaciones catastróficas en un intervalo de recurrencia de 370 años, coincidiendo con anomalías positivas de radiocarbono y períodos fríos en los Alpes. Además, diecinueve episodios de menor entidad de entre 3600 y 1050 años cal AP en intervalos de promedio de 113 años (Lütschine) y 105 años (Lombach) sugiriendo que la agradación en el período tratado fue provocada por las inundaciones centenarias. La influencia solar sobre régimen hidrológico regional se propone como el principal factor desencadenante de las inundaciones. Según nuestros resultados, las inundaciones de 2005 no podrán ser consideradas como uno de estos eventos catastróficos mayores, proporcionando así información útil para la futura evaluación de los riesgos para las autoridades regionales y locales. La historia de 3600 años de inundaciones derivada de los proxies del abanico deltaico, que se presentan en este documento, es única en los Alpes europeos.

La magnitud, el intervalo de recurrencia y las fuerzas de control de las inundaciones son temas claves para la gestión de abanicos deltaicos de altas montañas bajo el efecto del cambio global. Debido a las pérdidas económicas (140 millones de

Euros solamente en la cuenca del río Lütschine) y a las magnitudes extraordinarias de los caudales registrados durante el evento del 23 de Agosto de 2005 (Figura 1) se han estudiado y modelado estas variables también a un nivel local. Con respecto a la discusión sobre el futuro comportamiento de los fenómenos extremos como consecuencia del calentamiento global, la cuestión clave que se plantea es si las inundaciones ocurridas en el pasado tuvieron lugar durante condiciones climáticas más cálidas o más frías. Se ha reconstruido la variabilidad de la dinámica fluvial de las cuencas de los ríos Lütschine y Lombach en los Alpes Suizos a partir de registros sedimentarios de abanicos deltaicos aplicando diversos métodos de los campos de la sedimentología, geocronología, edafología, geomorfología, hidrología, palinología, historia y arqueología. Además, esta contribución evaluará el potencial de archivos fluviales para su posible aplicación en la caracterización de riesgos de inundaciones.

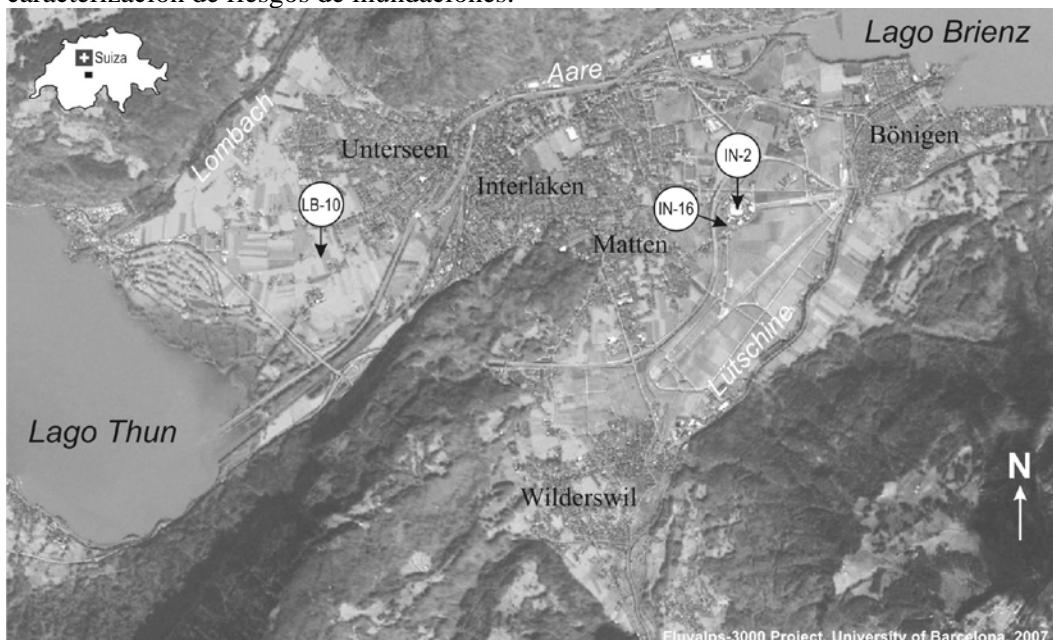


Figura 1. Localización de cortes de referencia de los abanicos deltaicos Lütschine y Lombach en los Alpes Berneses. La imagen SPOT (G, R, IR; 30.08.2005; decorrelation stretch) muestra los deltas después de las inundaciones catastróficas del 22 y 23 de Agosto de 2005. Al este de Wilderswil se observan claramente las áreas de agradación. Las indicaciones numéricas (LB-10, IN-2 y IN-16) muestran la localización de los registros de referencia.

La litología y los registros geoquímicos de los abanicos aluviales del río Lütschine y del río Lombach, estudiados en diversos cortes y sondeos de referencia (Figura 1), muestran varias fases de agradación de 3600 años cal BP hasta el presente. Las mayores pulsaciones de agradación identificadas a partir de capas de inundaciones de grano grueso fueron depositadas a intervalos entre 580 y 200 años (SCHULTE *et al.*, 2009a), mientras que en la cuenca del río Lombach varían entre 350 y 120 años (SCHULTE *et al.*, 2009b). Como mínimo 19 pulsaciones de agradaciones menores, indicadas por la relación de Ti/Ca y el contenido en C_{org} (Figura 2) se han detectado en la cuenca del río Lütschine a intervalos de recurrencia medios de 116 años entre 3300 años cal BP y 1100 años cal BP. En el caso del río Lombach se han determinado 10 pulsaciones a intervalos medios de 105 años entre 2800 años cal BP y 1150 años cal BP.

A pesar de los diferentes regímenes fluviales, glacio-nival en el caso del río Lütschine y pluvio-nival en el caso del río Lombach, se puede destacar las siguientes correlaciones (Figura 2; SCHULTE *et al.*, 2008): a) tendencias sincrónicas de las relaciones

Ca/Ti, b) eventos de mayores inundaciones en 2250, 2100, en torno a 1850 y en 1300 años cal BP y c) la formación de horizontes orgánicos y de turba en 2820, 2300, 1600 y 1450 años cal BP.

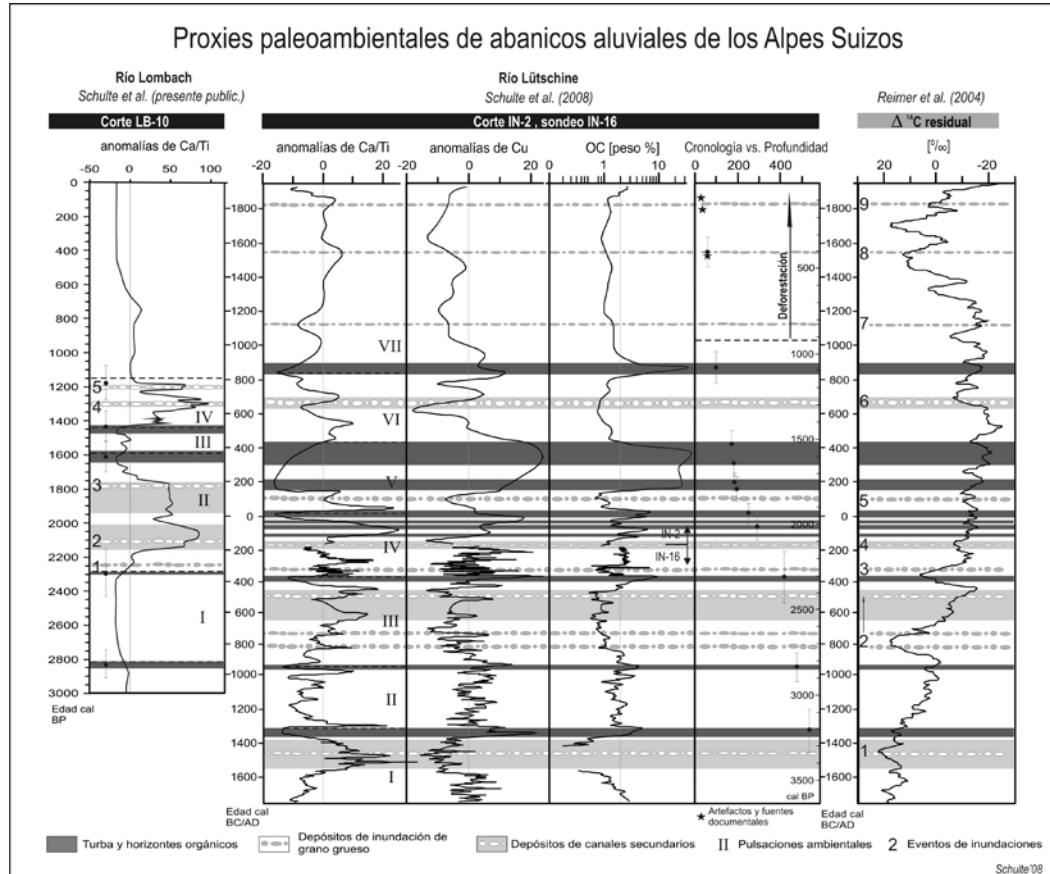


Figura 2. Cenoestratigrafía de abanicos deltaicos de los Alpes Suizos y correlaciones entre los proxies fluviales y registros paleoclimáticos de referencia (figura modificada según SCHULTE *et al.*, 2009).

Debido a la extensión lateral continua de las capas de inundaciones de grano grueso, se interpretan estas capas como eventos de inundaciones de mayor magnitud depositados a intervalos medios de 370 años en la cuenca del río Lütschine y de 262 años en la cuenca del río Lombach. En cambio, los eventos menores de agradación, definidos a partir de las relaciones Ca/Ti, pueden considerarse como inundaciones de magnitud moderada. Con respecto al período entre los 1600 años cal BC y 1 años cal AD, donde la resolución temporal es mayor, se pueden establecer correlaciones entre el comportamiento (frecuencia) de las pulsaciones de Ca/Ti y la variabilidad del registro isotópico de oxígeno del GISP 2 (Groenlandia; STUIVER *et al.*, 1997; Figura 2). Además, estas pulsaciones de menor magnitud ocurren a intervalos entre 70 y 150 años y se atribuyen a ciclos solares, como por ejemplo el ciclo Gleissberg, detectado a nivel centenario también en otros registros terrestres (VERSTEEGH, 2005). Se propone la influencia solar en el régimen hidrológico regional como el mayor factor de control sobre las inundaciones.

A pesar de los límites metodológicos de nuestra reconstrucción *multiproxy* de las paleoinundaciones, nuestro estudio puede aportar datos relevantes con respecto a la caracterización de la inundación de 2005 en el río Lütschine. Los registros obtenidos

indican que las mayores inundaciones de los últimos 3600 años coinciden con las anomalías positivas (actividad solar reducida) (SCHULTE *et al.*, 2008) y con las fases frías en los Alpes (SCHMIDT *et al.*, 2002; IRMLER *et al.*, 2006). En cambio, no corresponden a los máximos de las pulsaciones climáticas cálidas de los registros isotópicos de oxígeno de GISP 2 (STUIVER *et al.*, 1997). A diferencia de este comportamiento las inundaciones del año 2005, que también afectaron las dos cuencas estudiadas se inscriben en uno de los períodos más cálidos del Holoceno.

Para calibrar las pulsaciones de agradación más recientes se ha elaborado un índice de inundaciones para toda Suiza procesando un calendario de las inundaciones de Suiza recopilado por GEES (1997). Este índice muestra que los eventos extremos incrementaron con respecto al intervalo comprendido entre 1800 y 1975 predominantemente durante años con temperaturas medias anuales más bajas (SCHULTE *et al.*, 2009b). Esta tendencia se observa especialmente entre los años 1880 y 1915. Sin embargo, después de 1975 la frecuencia de inundaciones incrementó significativamente mostrando una tendencia positiva (de hasta 95%) hacia un tipo de circulación definido por un bloque en omega.

Nuestras investigaciones recientes sobre la reconstrucción de niveles de inundaciones a partir de fuentes escritas y de la localización de los edificios históricos en el área del ápice del abanico deltaico del río Lütschine muestran claramente que la magnitud de la inundación de 1831, evento extremo durante una época climática fría (*Little Ice Age*), superó significativamente el caudal de la inundación de 2005 (pulsación climática cálida).

Con respecto a una posible aplicación de los resultados obtenidos, el proyecto Fluvalps-3000 suministra datos válidos a las administraciones locales y regionales para precisar la evaluación de los riesgos de inundaciones, ajustar los mapas de riesgos y modificar los planes de emergencia de la zona. Finalmente cabe resaltar que la historia de las inundaciones estudiada a partir de proxies de abanicos aluviales es singular en los Alpes Europeos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia (CGL2006-01111 y CGL2008-04933-E/BTE) y por la Alexander von Humboldt-Foundation (V-3.FLF-DEU/1070630).

REFERENCIAS

- GEES, A. (1997). *Analyse historischer und seltener Hochwasser in der Schweiz. Bedeutung für das Bemessungshochwasser*. Ph.D. Thesis, Universität Bern, Switzerland.
- IRMLER, R., DAUT, G. & MÄUSBACHER, R. (2006). A debris flow calendar derived from sediments of lake Lago di Braies (N. Italy). *Geomorphology* **77** (1-2), 69-78.
- REIMER, P.J., BAILLIE, M.G.L., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., BERTRAND, C.J.H., BLACKWELL, P.G., BUCK, C.E., BURR, G.S., CUTLER, K.B., DAMON, P.E., EDWARDS, R.L., FAIRBANKS, R.G., FRIEDRICH, M., GUILDERSON, T.P., HOGG, A.G., HUGHEN, K.A., KROMER, B., MCCORMAC, G., MANNING, S., RAMSEY, C.B., REIMER, R.W., REMMELE, S., SOUTHON, J.R., STUIVER, M., TALAMO, S., TAYLOR, F.W., VAN DER PLICHT, J. & WEYHENMEYER, C.E. (2004). IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0–26 Cal Kyr BP. *Radiocarbon* **46** (3). 1029-1058.
- SCHMIDT, R., KOINIG, K.A., THOMPSON, R. & KAMENIK, C. (2002). A multi proxy core study of the last 7000 years of climate and alpine land-use impacts on an Austrian mountain lake (Unterer Landschitzsee, Niedere Tauern). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **187** (1-2), 101-120.
- SCHULTE, L., JULIÀ, R., OLIVA, M., BURJACHS, F., VEIT, H. & CARVALHO, F. (2008). Sensitivity of Alpine fluvial environments in the Swiss Alps to climate forcing during the Late Holocene Sediment Dynamics in Changing Environments. *IAHS Publ.* **325**, 367-374.
- SCHULTE, L., VEIT, H., BURJACHS, F. & JULIÀ, R. (2009a). Lütschine fan delta response to climate variability and land use in the Bernese Alps during the last 2400 years. *Geomorphology* **108**, 107-121.
- SCHULTE, L., JULIÀ, R., VEIT, H. & CARVALHO, F. (2009b). Do high resolution fan delta records provide a useful tool for hazard assessment in mountain regions? - *International Journal of Climate Change Strategies and*

Management, **2** (1), 197-210.

- STUIVER, M., BRAZUNAS, T.F., GROOTES, P.M. & ZIELINSKI, G.A. (1997). Is There Evidence for Solar Forcing of Climate in the GISP2 Oxygen Isotope Record? *Quaternary Research* **48** (3), 259-266.
- VERSTEEGH, G.J.M. (2005). Solar forcing of climate. 2: Evidence from the past. *Space Science Reviews* **120**, 243-286.

MARCADORES BIOGEOQUÍMICOS PARA LA MONITORIZACIÓN DE LA CALIDAD AMBIENTAL DEL ESTUARIO DEL GUADIANA

R. González-Vázquez¹, J.A. González-Pérez¹, L. Clemente¹, T. Boski², F.J. González-Vila¹

¹ IRNAS-CSIC. Avda. Reina Mercedes, 10. Sevilla, E-41012 (España). rgonzalez@irnase.csic.es

² Centro de Investigação Marinha e Ambiental (CIMA), Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, 8000-119, Faro (Portugal).

ABSTRACT

The estuary of the Guadiana River (South West Iberian Peninsula) represents an ecosystem with high ecological and economic interest. There is a need to develop tools in order to fast and effectively assess the environmental quality of the estuary i.e. biodiversity, water quality, pollution, etc. This work specifically focuses on the use of a geochemical proxy to assess the sediment quality of the estuary. Lipids are a labile organic matter fraction prone to undergo rapid and significant alterations in its components, is responsive to environmental shifts and therefore an important source of environmental information. Moreover, the lipids are considered to be good markers to inform about the status of organic contamination and the general health/quality of the sediments. Sediment lipids monitoring over time can be also used to monitor possible contamination episodes or human-induced changes in the quality of the estuary.

RESUMEN

El estuario del río Guadiana (suroeste de la península Ibérica) constituye un ecosistema de alto interés ecológico y económico. Es necesario el desarrollo de herramientas que nos permitan evaluar de forma rápida y eficaz los parámetros relacionados con la calidad del estuario, como biodiversidad, calidad del agua, contaminación, etc. El presente trabajo se centra específicamente en el uso de la aproximación geoquímica para la evaluación de la calidad de los sedimentos estuarinos. Los lípidos constituyen una fracción lábil de la materia orgánica que experimenta cambios en su composición como consecuencia de alteraciones en el ambiente y por ello constituyen una fuente importante de información medioambiental. Además, los lípidos se consideran buenos marcadores e informan acerca del estado de contaminación orgánica y salud/calidad ambiental de los sedimentos. El seguimiento de la composición lipídica en el tiempo nos puede dar una idea de posibles impactos o cambios inducidos por el hombre sobre la calidad ambiental del estuario.

INTRODUCCIÓN

El Guadiana es uno de los ríos más importantes de la Península Ibérica, su extensión total es de 730km de los cuales los últimos 200 corresponden a la frontera natural entre Portugal y España. En este tramo del río, el valle es estrecho y profundo, cotado principalmente en un sustrato esquistos-grauváquico del periodo Carbonífero. Como estuario propiamente dicho pueden considerarse los últimos 8km en los que el valle se alarga formando un embudo estuarino lleno de sedimentos Holocénicos que alcanzan varias decenas de metros de espesor y que constituyen un inmejorable registro de la última subida postglacial del nivel del mar. Sobre este sustrato de sedimentos se desarrollan extensos humedales cortados por esteros que sustentan un complejo y riquísimo ecosistema natural así como diversas actividades económicas. Estas particularidades y especiales características del estuario del río Guadiana le confieren un interés especial que justifica el desarrollo de una herramienta de apoyo para la gestión de su territorio.

Los sedimentos de las zonas supra, inter e inframareal, que son los principales condicionantes de la calidad ambiental del estuario, han de ser monitorizados de forma continua debido a la intensidad de los procesos que, desde el punto de vista biogeoquímico, perturban los equilibrios naturales. De esta manera, en el presente trabajo

se establece una serie de estaciones de seguimiento y se realiza un estudio de las características químicas de los sedimentos con el objetivo de detectar marcadores de la calidad ambiental (contaminación) actual del estuario y cuya monitorización permita detectar cambios importantes en la calidad de esta zona y posibles fuentes de contaminación externas.

MATERIALES Y MÉTODOS

Para el presente trabajo se han seleccionado diferentes muestras representativas de los sedimentos de la desembocadura del río Guadiana. Para cada punto de muestreo se tomaron muestras a dos profundidades diferentes, de 0-5cm. y de 15-20cm. pero para este estudio se han considerado sólo las muestras más superficiales. Las principales características de las muestras se recogen en la tabla 1 y su localización se muestra en la figura 1.

Las muestras de sedimentos se secaron a temperatura ambiente (30-32 °C), se homogeneizaron y tamizaron (< 2mm). Las muestras se dividieron en dos partes, una para la caracterización global mediante determinaciones de parámetros físico-químicos y la segunda para el desarrollo experimental del estudio de la fracción de lípidos de la materia orgánica (MO). Para la extracción de los lípidos totales, cada muestra (20g) se extrajo durante 16h en un extractor soxhlet de 500mL, con una mezcla de diclorometano/metanol ($\text{CH}_2\text{Cl}_2/\text{MeOH}$) (3:1) (ALMENDROS *et al.*, 1996; VAN BERGEN *et al.*, 1997; BULL *et al.*, 2000). Las fracciones polares (fracción de lípidos ácidos) fueron derivatizadas antes de su análisis por cromatografía de gases-espectrometría de masas (GC/MS).

Tabla 1. Principales características de las muestras objeto del presente estudio

Canal	Código muestra	Coordenadas	C (%)	Lípidos (%)
Carrasquera (CAR)	PPE-1	37° 12.787' N 7° 25.091' W	1.8	0.037
	PPE-2	37° 12.356' N 7° 25.289' W	2.2	0.034
	PPE-3	37° 11.937' N 7° 25.638' W	5.0	0.21
Estero de Castro Marim (LEZ)	PPE-4	37° 12.837' N 7° 25.057' W	1.3	0.11
	PPE-5	37° 12.863' N 7° 25.779' W	1.1	0.15
	PPE-6	37° 12.754' N 7° 26.791' W	1.0	0.14
de la Canela (CAN)	PPE-7	37° 12.114' N 7° 24.406' W	1.0	0.15
	PPE-8	37° 11.987' N 7° 23.440' W	1.2	0.22
Carreras (CARR)	PPE-9	37° 11.733' N 7° 20.284' W	1.0	0.05
	PPE-10	37° 12.119' N 7° 19.914' W	1.6	0.20
	PPE-11	37° 12.279' N 7° 20.322' W	1.9	0.53
	PPE-12	37° 12.171' N 7° 21.216' W	1.1	0.13
	PPE-13	37° 12.049' N 7° 21.934' W	1.1	0.06
	PPE-14	37° 11.886' N 7° 22.810' W	1.3	0.56
	PPE-15	37° 12.399' N 7° 22.334' W	1.1	0.12
Bruno (BRU)	PPE-16	37° 11.239' N 7° 24.117' W	1.0	0.11
	PPE-17	37° 11.059' N 7° 23.682' W	1.2	0.10
	PPE-18	37° 10.684' N 7° 23.055' W	1.2	0.09



Figura 1. Localización de las muestras objeto del presente trabajo.

RESULTADOS

En la figura 2 se muestra un ejemplo de una de las estaciones de seguimiento correspondiente al canal de Carrasquera. Los datos obtenidos para las muestras de sedimentos estudiadas servirán para monitorizar la evolución de la calidad ambiental del estuario. Concretamente se estudian los patrones de distribución de compuestos totales (Cromatograma de ion total), dónde puede detectarse la presencia de distintos contaminantes como esteroles fecales, y series específicas como *n*-alcanos, *n*-ácidos grasos y talatos, típicos contaminantes procedentes de plásticos.

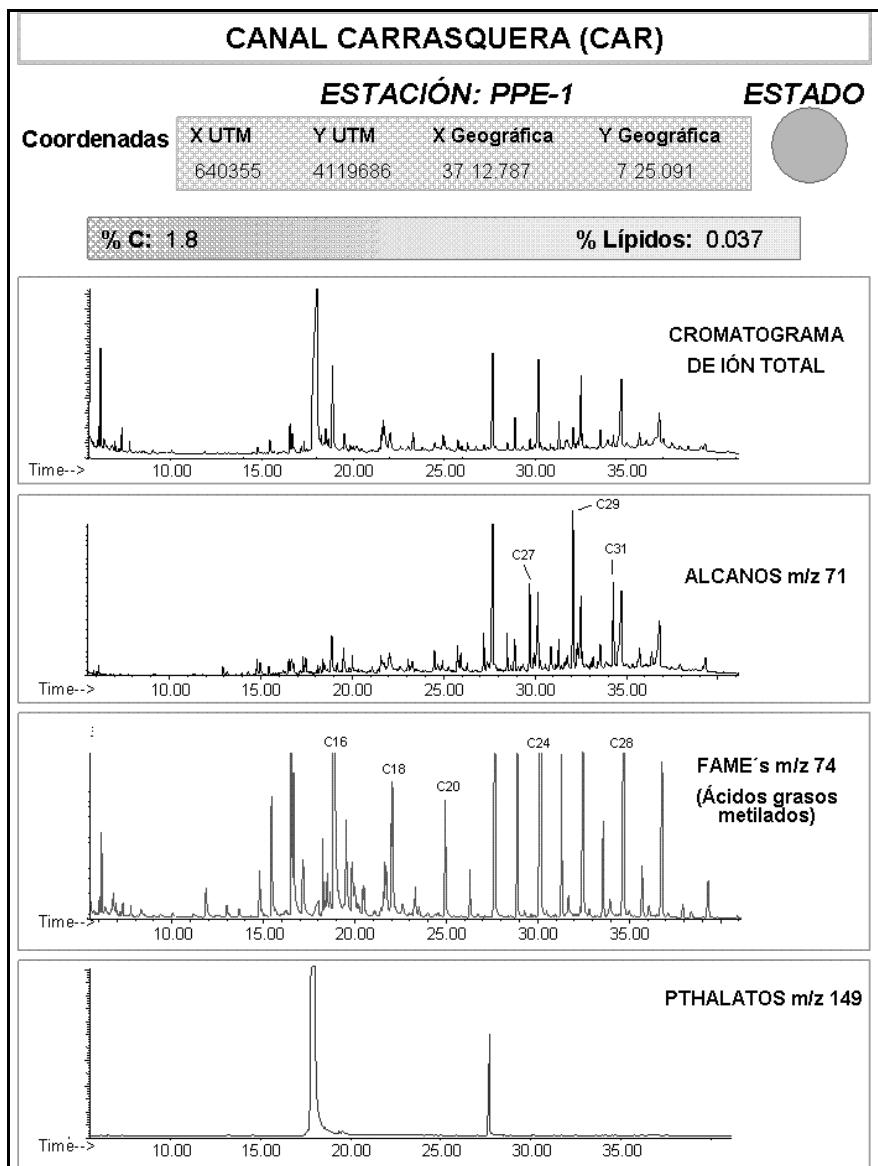


Figura 2. Ficha de una estación de seguimiento de calidad de sedimentos del estuario del Guadiana (PPE-1).

AGRADECIMIENTOS

Projeto “Monitorização e gestão ambiental dos sapais do estuário do Guadiana – Desenvolvimento da ferramenta (MEGASIG)” Interreg 3A: 5 Alentejo/Algarve/Andalucía.

REFERENCIAS

- ALMENDROS, G.; SANZ, J. & VELASCO, F. (1996c) – “Signature of lipid assemblages in soils under continental Mediterranean forests”. *Eur. J. Soil Sci.* **47**: 183–196.
- BULL, I.D.; VAN BERGEN, P.F.; NOTT, C.H.; POULTON, P.R. & EVERSHED, R.P. (2000) – “Organic geochemical studies of soils from the Rothamsted classical experiments”. V.- “The fate of lipids in different long-term experiments”. *Org. Geochem.* **31**: 389–408.
- VAN BERGEN, P.F.; BULL, I.D.; POULTON, P.R. & EVERSHED, R.P. (1997) – “Organic geochemical studies of soils from the Rothamsted classical experiments” I- “Total lipid extracts, solvent insoluble residues and humic acids from Broadbalk Wilderness”. *Org. Geochem.* **26**: 117–135.



VII Reunião do Quaternário Ibérico, Faro 2009

Q4 – OCUPAÇÃO HUMANA NA PENÍNSULA IBÉRICA

Q4 – OCUPACIÓN HUMANA EN LA PENÍNSULA IBÉRICA



VII Reunião do Quaternário Ibérico, Faro 2009

ESTUDIO PRELIMINAR DEL YACIMIENTO DEL PLEISTOCENO SUPERIOR DE LA CUEVA DE LA ZARZAMORA (SEGOVIA, ESPAÑA)

M^a. T. N. Sala¹, M. Algaba¹, A. Aranburu², A. Pantoja¹, N. García¹, A. Berreteaga², J. L. Arsuaga¹

¹Centro Mixto UCM-ISCIII de Evolución y Comportamiento Humanos, nsala@isciii.es
²Dpto. Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, UPV/EHU, arantza.aranburu@ehu.es

ABSTRACT

In 2008 took place a new campaign of the excavation of the Búho/Zarzamora Cave Pleistocene site (Segovia, Spain), which was originally excavated by Molero *et al.* in the 1980's decade. The aim of this study is to present preliminary data on the stratigraphy and the characterization of the macrovertebrate faunal remains from this last campaign. The provisional taxonomical list includes: Primate (*Homo sapiens*), Carnivora (*Crocuta crocuta* and cf. *Panthera* sp.), Perissodactyla (*Equus* sp., and *Stephanorhinus hemitoechus*) and Artiodactyla (*Sus scrofa*, *Cervus elaphus*, and *Bos primigenius*). The abundance of hyena juveniles and coprolites, as well as carnivore tooth marks suggest that the Búho/Zarzamora cave worked as a spotted hyena den during the Late Pleistocene. Further studies are needed to confirm this hypothesis.

RESUMO

Durante 2008 retomaram-se os trabalhos de escavação da “Cueva del Búho/Zarzamora” (Segovia, Espanha), realizados por Molero *et al* durante a década de 1980. O objectivo deste trabalho é divulgar os dados preliminares da estratigrafia encontrada no sítio arqueológico e a caracterização da fauna de macro vertebrados procedentes desta nova campanha de escavação. A lista faunística provisória contém os seguintes táxons: Primate (*Homo sapiens*), Carnivora (*Crocuta crocuta* y cf. *Panthera* sp.,), Perissodactyla (*Equus* sp., y *Stephanorhinus hemitoechus*) y Artiodactyla (*Sus scrofa*, *Cervus elaphus*, y *Bos primigenius*). A abundância de juvenis e coprólitos de hiena assim como de marcas de carnívoros, leva-nos a pensar que a “Cueva del Búho/Zarzamora” funcionou como covil da hiena manchada durante o Pleistoceno Superior. No entanto, é necessário a realização de estudos mais detalhados para confirmar esta hipótese.

INTRODUCCIÓN

Los yacimientos cuaternarios de las Cuevas del Búho/Zarzamora, están situados en el término municipal de Segovia, a escasos kilómetros al SO de la ciudad. Estas cuevas están localizadas en uno de los afluentes de la vertiente meridional del arroyo de Tejadilla. Se trata de unas cavidades de origen kárstico desarrolladas en las calizas y dolomías del Cretácico Superior (Santoniano), correspondiente a la Unidad C5 (Columna de Hontoria), definida por ALONSO (1981), que son cortadas por el sistema fluvial del arroyo.

Durante los últimos años de la década de los 80, Guillermo Molero y su equipo llevaron a cabo labores de excavación en tres sectores: La Cueva del Búho, la Cata Exterior, que forma el pasillo que une las entradas de las dos cuevas y la Cueva de la Zarzamora, anteriormente denominada Cueva Anexa, que fue descubierta al avanzar en la excavación de la Cata Exterior (IÑIGO *et al.*, 1996). La existencia del yacimiento se publicó por primera vez en el trabajo de MOLERO *et al.* (1989), donde a partir de la asociación de mamíferos fósiles identificados, se situó en el Pleistoceno Superior, dentro de la última glaciación (Würm I-II). Existen diversas publicaciones sobre la fauna (MOLERO *et al.*, 1989; IÑIGO, 1995; IÑIGO *et al.*, 1998) y la acumulación fue interpretada como un cubil de hiena manchada (IÑIGO *et al.*, 1996).

En el año 2008, un nuevo equipo multidisciplinar volvió a prospectar los diversos sectores del yacimiento, encontrando niveles fértiles (en contenido paleontológico) tan solo en la Cueva de la Zarzamora.

El objetivo de este trabajo es dar a conocer los datos preliminares tanto de la estratigrafía del yacimiento, nunca antes descrita en la bibliografía, como la caracterización de la fauna de macrovertebrados procedentes de esta nueva campaña.

DESCRIPCIÓN

La *Cueva de la Zarzamora* es una cavidad de origen kárstico desarrollada en las calizas y dolomías del Cretácico Superior (Santoniano). La roca caja está formada por cristales equigranulares de dolomita, romboédricos, con una segunda fase de dolomita de textura más limpia que cementa los cristales previos. Como producto insoluble de la roca encajante, aparecen granos de cuarzo intercalados entre los cristales de dolomita (Figura 1).

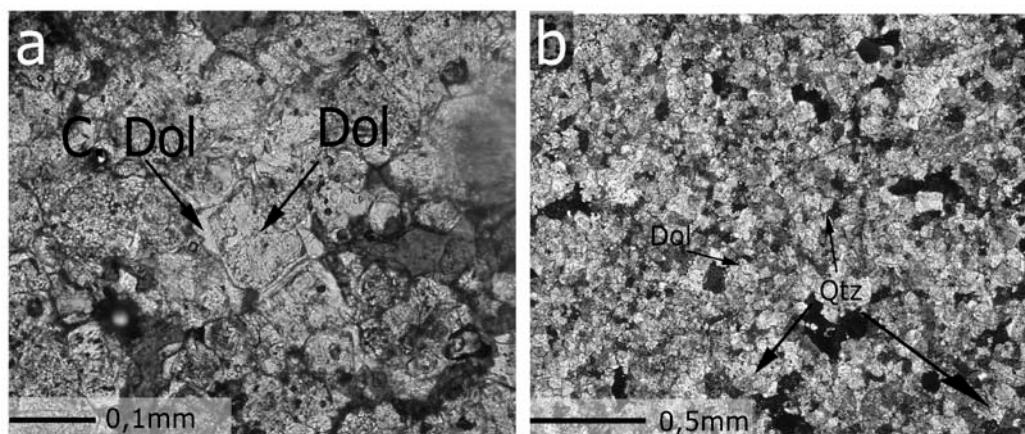


Figura 1. Imágenes de lámina delgada de la roca encajante. a) detalle de cristales equigranulares de dolomita (Dol) y cemento de dolomita (C. Dol) con nícoles paralelos. b) Imagen con luz polarizada en la que se observan cristales de dolomita y cuarzos (Qtz) diseminados.

La cueva presenta un desarrollo subhorizontal de dimensiones reducidas, en torno a un metro de altura y 2 metros de ancho. La sección en “ojo de cerradura” (Figura 2) indica la evolución del sistema kárstico desde condiciones freáticas: conducto subhorizontal con sección subcircular, con el correspondiente descenso del nivel freático por el encajamiento del río, hasta las condiciones vadosas en que tuvo lugar la sedimentación. Presenta una dirección N-S.

El relleno sedimentario tiene una potencia de 90cm. en el que se han distinguido tres niveles estratigráficos (Figura 2) que se detallan a continuación, de techo a muro:

Nivel 1-2: 45cm. de potencia. Material detrítico de composición carbonática, que llega prácticamente a techo, colmatando la cavidad. La matriz está compuesta de cristales equigranulares de dolomita idiomorfa rica en materia orgánica y con algunos pequeños carbones diseminados. Además de cantos de dolomía, esta matriz engloba fósiles de macrovertebrados y coprolitos de hiena. La mayor parte de los fósiles presentan una concreción carbonatada. Este nivel presenta una intensa bioturbación. En un inicio se pensó que podía corresponder a dos subniveles, posteriormente se consideró como uno único debido a que las diferencias que presentaban no justifican la subdivisión, de ahí su nomenclatura nivel 1-2.

Nivel 3: nivel de 30cm. de potencia. Bloques angulosos de dimensiones máximas 20 x 20 x 5cm. y tabulares de dolomía alterada en contacto entre sí, englobados en una matriz de cristales de dolomita. Este nivel también es rico en fósiles, pero, el porcentaje de restos con costra carbonática es menor que en el nivel 1-2.

Nivel 4: 15cm. de potencia mínima; a cota de nivel de excavación 2008. Constituido por unas arcillas plásticas, homogéneas y aparentemente estériles en cuanto a contenido paleontológico.

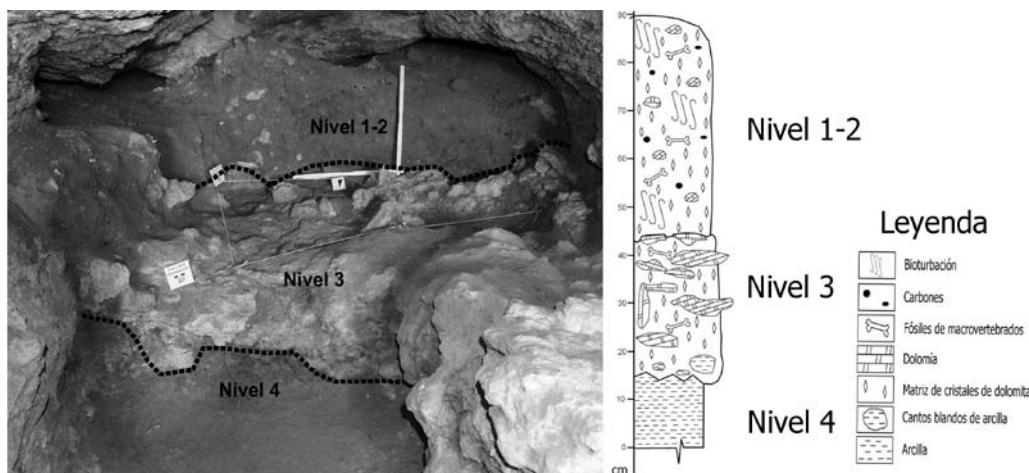


Figura 2. Perfil y columna estratigráfica de la Cueva de la Zarzamora

CONTENIDO PALEONTOLOGICO

Durante la campaña de excavación de la Cueva de la Zarzamora se han recuperado más de 385 restos de macrovertebrados de los cuales 93 son identificables a nivel taxonómico de especie. Estos restos, configuran una amplia lista faunística que se detalla en la Tabla 1.

Tabla 1. Número total de restos identificables (NISP) de cada especie hallados en los distintos niveles de la cueva de la Zarzamora.

(*) Se incluyen dentro de *Equus* sp. restos de caballo de dos tallas distintas, muy posiblemente *Equus caballus* y *Equus hydruntinus*.

Orden	Especie	Nivel 1 - 2	Nivel 3	Total
Primate	<i>Homo sapiens</i>	6	2	8
Carnivora	<i>Crocuta crocuta</i>	15	1	16
	cf. <i>Panthera</i> sp.	1	-	1
Perissodactyla	<i>Equus</i> sp. *	40	4	44
	<i>Stephanorhinus hemitoechus</i>	1	-	1
Artiodactyla	<i>Sus scrofa</i>	2	-	2
	<i>Cervus elaphus</i>	7	1	8
	<i>Bos primigenius</i>	11	2	13
Total		83	10	93

Los équidos representan el mayor porcentaje de restos identificados de macro vertebrados (Figura 3A), llegando a alcanzar el 65% del total del NISP de herbívoros. Predominan los ungulados de talla grande (*Equus* sp., *B. primigenius* y *S. hemitoechus*) frente a los de talla media (*C. elaphus* y *S. scrofa*), que representan un 15% (Figura 3B).

El carnívoro predominante es la hiena manchada (*Crocuta crocuta*). De esta especie se han encontrado restos tanto de juveniles como adultos, así como 8 coprolitos

intactos del nivel 1-2. En este yacimiento además de hiena, se ha recuperado una falange proximal de otro carnívoro, atribuida a cf. *Panthera* sp. de talla media. Se han hallado 3 restos de tejón (*Meles meles*) que se han excluido de la lista faunística debido a que sus características tafonómicas llevan a pensar que podría tratarse de restos pseudoactuales.

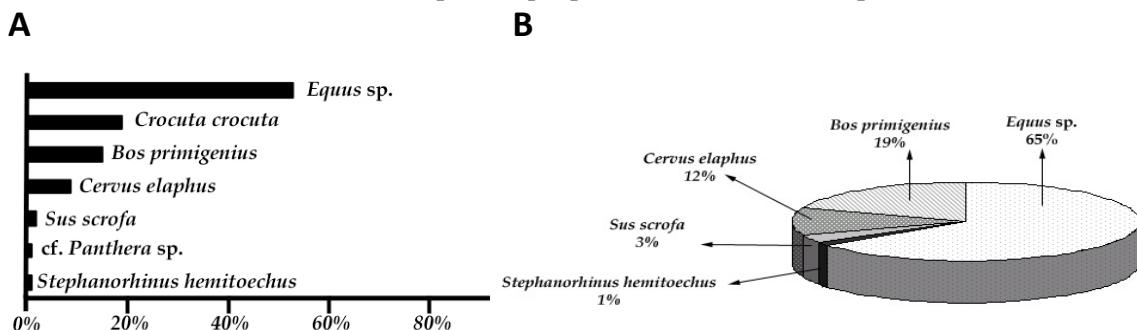


Figura 3. A) porcentaje del NISP por especies para los restos de fauna hallados en la Cueva de la Zarzamora. B) Porcentaje del NISP por especies para los restos de ungulados hallados en la Cueva de la Zarzamora

CONCLUSIONES

La Cueva de la Zarzamora contiene 3 niveles estratigráficos de relleno del sistema kárstico, de los cuales dos de ellos (Niveles 1-2 y 3) contienen material paleontológico. Los dos niveles superiores son de naturaleza autóctona, es decir, facies internas, producto de la arenización de la roca encajante (dolomía). El nivel 4, de arcillas, es estéril en cuanto a contenido paleontológico, podría ser fruto del transporte hídrico.

La abundancia de équidos y la presencia de rinoceronte de estepa (*Stephanorhinus hemitoechus*), nos hace pensar que el Valle del Tejadilla durante el Pleistoceno Superior estaba dominado por paisajes abiertos cubiertos de vegetación herbácea (LOOSE, 1985; GUERIN, 1980).

La presencia de individuos juveniles y coprolitos de hiena, así como marcas de dientes de carnívoros, hacen pensar que la Cueva del Búho/Zarzamora funcionó como un cubil de hiena manchada (KUHN, 2009) durante el Pleistoceno Superior. No obstante, es necesaria la realización de estudios más detallados para confirmar esta hipótesis.

AGRADECIMIENTOS

M^a Teresa Nohemi Sala disfruta de una beca de Formación de Profesorado Universitario (FPU) de Ministerio de Ciencia e Innovación y fue adjudicataria, durante 2006, de una ayuda para la investigación de la Fundación Atapuerca. Agradecemos a la Fundación Ancestros su apoyo logístico y económico. A la Junta de Castilla y León por conceder el permiso y la financiación para la excavación. Queremos agradecer a todo el personal del Centro Mixto UCM-ISCIII de Evolución y Comportamiento Humanos y a los directores y equipo de excavación de Pinilla del Valle por el apoyo prestado durante la campaña. Al anterior equipo de excavación por la información facilitada.

REFERENCIAS

- ALONSO, A (1981) - "El Cretácico de la Provincia de Segovia (Borde Norte del Sistema Central)". *Seminarios de Estratigrafía. Series monográficas nº7*. Universidad Complutense de Madrid
- GUERIN, C. (1980) - "Les Rhinocéros (*Mammalia, Perissodactyla*) du Miocène Terminal au Pléistocène supérieur en Europe occidentale. Comparaison avec les espèces actuelles". *Docum. Lap. Geol. Fac. Sci. Lyon*, **79**: 1-1182
- IÑIGO, C. (1995) - "El rinoceronte del Pleistoceno Superior de la Cueva del Búho (Segovia)" *Boletín Geológico y Minero* **106**: 107-110.
- IÑIGO, C.; MOLERO, G. & MALDONADO, E. (1996) - "Aspectos tafonómicos del yacimiento Pleistoceno de la Cueva del Búho (Segovia, España)". *XII Jornadas de Paleontología*, pp: 71-72

- IÑIGO, C.; MOLERO, G. & MALDONADO, E. (1998) - "Los carnívoros del yacimiento pleistoceno de Cueva del Búho (Segovia, España) y sus huellas de actividad". *Estudios Geológicos*, **54**: 65-73
- KUHN, B.F.; BERGER, L.R. & SKINNER, J.D. (2008) - "Examining Criteria for Identifying and Differentiating Fossil Faunal Assemblages Accumulated by Hyenas and Hominins using Extant Hyenid Accumulations". *International Journal of Osteoarchaeology* (Published online in Wiley InterScience (www.interscience.wiley.com))
- LOOSE, H. (1975) - "Pleistocene Rhinoceratidae of W. Europe with reference to the recent two-horned species of Africa and SE. Asia". *Scripta Geologica*, **33**: 1-59
- MOLERO, G.; MALDONADO, E.; IÑIGO, C., SÁNCHEZ, F. L. & DÍEZ, A. (1989) - "El yacimiento del Pleistoceno Superior de la Cueva del Búho (Perogordo, Segovia) y su fauna de vertebrados". *V Jornadas de Paleontología*, pp: 101-102.

UNIDADES DE COMBUSTIÓN Y GESTIÓN DE RESÍDUOS EN DEPÓSITOS DE LA PREHISTORIA RECENTE EN LA SIERRA DE CANTABRIA (ÁLAVA-ESPAÑA)

A.P. Díaz¹, J. F. Eraso¹

¹ Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País Vasco, ana.polo@ehu.es

ABSTRACT

The main objective of this work is to contribute to the knowledge of the practices associated to stall deposits in rockshelters during the Late Prehistory Period through the application of techniques from the Earth Sciences. To reach this goal we present some preliminary results of the excavation works and the micromorphological analysis of three deposits located in the Sierra the Cantabria, in the Upper Ebro Valley: Los Husos-I, Los Husos-II and San Cristóbal.

The data obtained allow the identification of a variety of combustion units as well as the activities associated with them. Furthermore they make it possible to define the management of the residues accumulated in the different areas of the rockshelters.

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es contribuir al conocimiento de las prácticas de estabulación en abrigos bajo roca durante época prehistórica mediante la aplicación de técnicas de las Ciencias de la Tierra. Para ello presentamos resultados preliminares de los trabajos de excavación y del análisis micromorfológico de 3 depósitos situados en la Sierra de Cantabria, en el Alto Valle del Ebro: Los Husos-I, Los Husos-II y San Cristóbal.

Los datos obtenidos hasta la fecha permiten por un lado, distinguir diferentes tipos de unidades de combustión así como las actividades a ellas asociadas y por otro definir la gestión de los residuos una vez acumulados en los distintos espacios de uso de los abrigos.

INTRODUCCIÓN

En depósitos arqueológicos con secuencias prehistóricas es frecuente que la única o más relevante evidencia de ocupación humana esté relacionada con la presencia de unidades de combustión. Esto sucede especialmente en el caso de cuevas y abrigos bajo roca. En el caso de secuencias paleolíticas las unidades de combustión se encuentran normalmente asociadas a hogares o a acumulaciones que pueden contener materiales cenicientos, carbonosos y rubefactados así como productos de alteración del sedimento quemado (SCHIEGL, *et al.*, 1996). Sin embargo, a partir del Holoceno y especialmente con la introducción de la economía de producción las unidades de combustión están fundamentalmente relacionadas con prácticas de estabulación de herbívoros (BROCHIER, 1983), cuyas manifestaciones en la Alta Cuenca del Ebro es el objeto de este trabajo.

La Sierra de Cantabria constituye el límite sur de la Cuenca Vasco-Cantábrica, cerrando el Valle del Ebro en su parte más alta. Esta elevación caliza salpicada por formaciones conglomeráticas aloja varias secuencias de estabulación, entre las que destacan las de Los Husos-I y Los Husos-II (COURTY, 2001, FERNÁNDEZ ERASO, 2002, 2008). Actualmente estos dos yacimientos se encuentran en fase de estudio a través de la aplicación de técnicas geoarqueológicas (POLO DÍAZ & FERNÁNDEZ ERASO, 2008), lo que está permitiendo caracterizar a nivel microestratigráfico su proceso de formación (POLO DÍAZ, 2009). Paralelamente en el abrigo de San Cristóbal los trabajos de excavación y muestreo se encuentran en la actualidad en curso (ver Figura 1 para la localización de los yacimientos).

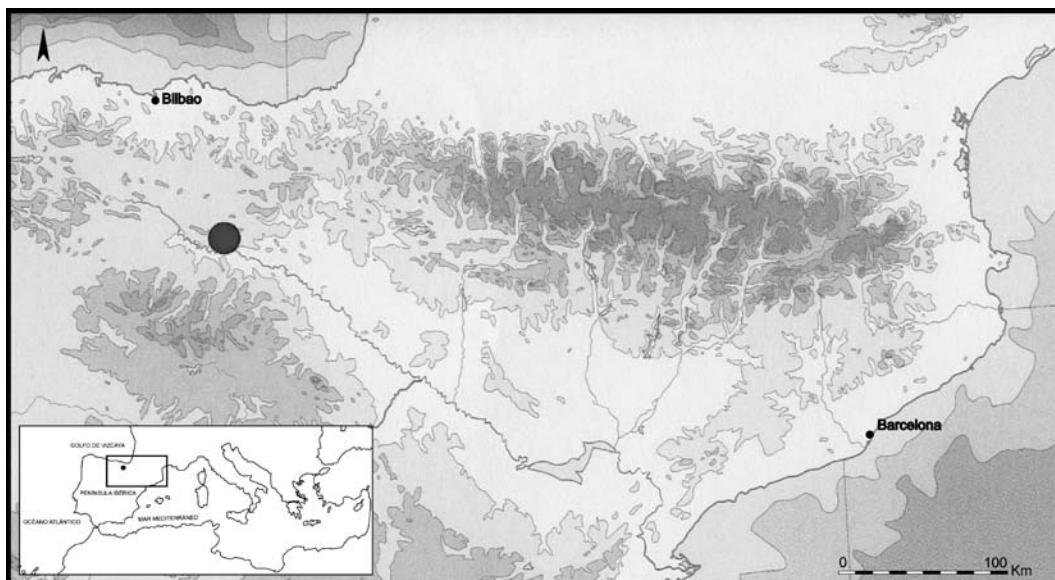


Figura 1. Localización de la Sierra de Cantabria, donde se encuentran los yacimientos de Los Husos-I, Los Husos-II y San Cristóbal.

MATERIALES Y MÉTODO

Con el fin de elaborar las láminas delgadas que se han analizado para este trabajo se recogieron bloques de sedimento sin alterar que posteriormente fueron consolidados con resina sintética, cortados y pulidos hasta alcanzar un grosor estándar de entre 25 y 30 μ m, en los Servicios de Micromorfología y Análisis de Imagen de la Universidad de Lleida en el caso de Los Husos-I y Los Husos-II y de la Universidad de Stirling en el caso de San Cristóbal.

Para el estudio de las láminas se ha utilizado un microscopio petrográfico aplicando entre 10 y 400 aumentos así como luz polarizada paralela y cruzada y luz incidente. En la descripción micromorfológica se han seguido estándares internacionales en microestructura, masa basal, componentes orgánicos y minerales y edaforrasgos (BULLOCK, *et al.*, 1985, STOOPS, 2003). La caracterización de la estratigrafía se basa en los conceptos de facies y microfacies según criterios del uso del espacio y la composición orgánica e inorgánica, textural y estructural (COURTY, 2001).

DISCUSIÓN Y RESULTADOS

Según los datos preliminares obtenidos a partir del análisis micromorfológico podemos distinguir dos diferentes tipos de unidades de combustión en los depósitos estudiados: por un lado la secuencia de hogar que aparece en la zona de uso doméstico del abrigo (detectada en Los Husos-II) y por otro lado las secuencias de combustión vinculadas a la zona de redil (detectadas en Los Husos-II, Los Husos-I y San Cristóbal). Ambos tipos de unidades presentan una estratigrafía muy dispar como resultado de sus respectivos procesos de formación y posterior alteración. El hogar presenta evidencias de sucesivas reutilizaciones a lo largo del tiempo por lo que su microestratigrafía está caracterizada por una sucesión de distintas capas de sedimento casi totalmente mineralizado. Por su parte en la zona de redil las unidades de estabilización presentan rasgos de combustión progresiva que se ven reflejados en las 3 microfacies sucesivas que característicamente las conforman.: la parte superior suele estar formada por una acumulación blanquecina compuesta de ceniza, a la que subyace una fina capa negra de

excremento carbonizado seguida en la parte inferior por una acumulación vegetal con evidencias de ligera combustión y humificación.

Por su parte los datos obtenidos del análisis de las láminas del Nivel IV de San Cristóbal fechado en 4.030 ± 40 BP (2.830-2.820/2.630-2470 Cal BC- Beta 252437) aportan nuevos datos sobre la gestión de los residuos acumulados durante los episodios de estabulación: en este sentido han permitido argumentar de manera más precisa cómo se llevan a cabo las prácticas de saneamiento del recinto donde se encierra el ganado ya perfiladas para el caso de Los Husos.

AGRADECIMIENTOS

Gracias a George MacLeod del Laboratorio de Micromorfología de la Universidad de Stirling por su ayuda y por la producción de las láminas delgadas del abrigo de San Cristóbal.

Este trabajo ha sido financiado a través del proyecto HUM 2005-04 236 MEC del Grupo de Investigación: GIU 06/55 de la Universidad del País Vasco así como a través del Programa de Formación de Investigadores del Departamento de Educación, Universidades e Investigación del Gobierno Vasco.

REFERENCIAS

- BROCHIER, J. E. (1983) - "Combustion et parage des herbivores domestiques. Le point de vue du sédimentologue". *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, **80**:143-145.
- BULLOCK, P.; FÉDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G. & TURSINA, T. (1985) - "Handbook for soil thin section description". Waine Research Publications, Wolverhampton.
- COURTY, M. A. (2001) - "Microfacies analysis assisting archaeological stratigraphy". In: GOLDBERG, P.&V. T. HOLLIDAY & C. R. FERRING (Eds.), *Earth science and archaeology*, Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, pp. 205-239.
- FERNÁNDEZ ERASO, J. (2002) - "Niveles calcíticos de corral en la Rioja Alavesa". *Krei*, **6**:3-13.
- FERNÁNDEZ ERASO, J. (2008) - "Establos de cronología Neolítica en la Rioja Alavesa". In: HERNÁNDEZ, M. S.&J. A. SOLER & J. A. LÓPEZ (Eds.), *Actas del IV Congreso del Neolítico Peninsular*, Museo Arqueológico de Alicante y Diputación de Alicante, Alicante, pp. 361-367.
- POLO DÍAZ, A. (2009) - "Evidence of successive stabling episodes during Neolithic by microstratigraphy and micromorphology: the rockshelter of Los Husos-II (Upper Ebro Basin, Spain)". Frankfurter geowiss. Abelen, **30**:95-105.
- POLO DÍAZ, A. & FERNÁNDEZ ERASO, J. (2008) - "Aportación de la micromorfología a la determinación de los rediles prehistóricos en el Alto Valle del Ebro: el caso del Neolítico de Los Husos II (El Villar, Álava)". Cuaternario y Geomorfología, **22**:159-171.
- SCHIEGL, S.; GOLDBERG, P.; BAR-YOSEF, O. & WEINER, S. (1996) - "Ash Deposits in Hayonim and Kebara Caves, Israel: macroscopic, microscopic and mineralogical observations, and their archaeological implications". Journal of Archaeological Science, **23**:763-781.
- STOOPS, G. (2003) - "Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections". Soil Science Society of America, Madison.

IDENTIDADE E ADAPTAÇÃO: A OCUPAÇÃO HUMANA DURANTE O PLISTOCÉNICO FINAL NO ALGARVE OCIDENTAL

N. Bicho¹, J. Cascalheira, M. Cortés, J. Gibaja, M. Évora, T. Manne, J. Marreiros, C. Mendonça, T. Pereira, F. Regala

¹ Núcleo de Arqueologia e Paleoecologia
Departamento de História, Arqueologia e Património
Faculdade das Ciências Humanas e Sociais
Universidade do Algarve – Campus Gambelas
8005 – Gambelas
nbicho@ualg.pt

ABSTRACT

The last two decades of archaeological research in Algarve, resulting from an ever increasing results from survey, testing, and excavation, brought a series of sites dated to the Late Pleistocene. The human occupation found at those sites showed an important use of coastal resources, namely chert, and mollusc and mammalian faunas. From these sites, Vale Boi is the most important with a long sequence with human occupation since, at least, the early Upper Paleolithic up to the Early Neolithic. The interdisciplinary research has suggested differences with the other well known Portuguese area, Estremadura, showing that there are some network connections with the Spanish Mediterranean region.

RESUMO

As últimas duas décadas de investigação arqueológica no Algarve, fruto da crescente vaga de trabalhos de prospecção, sondagem e escavação, culminaram na identificação de diversos sítios arqueológicos atribuíveis ao Plistocénico final. O conjunto de ocupações evidencia uma adaptação humana ao meio litoral, marcada pela exploração dos diferentes recursos áí existentes. Deste conjunto destaca-se, pela sua dimensão espacial e arqueológica, a jazida de Vale Boi. Este complexo arqueológico exibe uma ampla diacronia, com ocupações humanas desde Paleolítico Superior inicial ao Neolítico antigo. O estudo interdisciplinar, realizado até ao momento, destaca uma individualização da jazida em relação aos sítios arqueológicos penecontemporâneos na Estremadura portuguesa, evidenciando uma relação com a vertente mediterrânea espanhola.

O PALEOLÍTICO DO ALGARVE OCIDENTAL

Para lá dos trabalhos embrionários de Henri Breuil, Georges Zbyszewski e Abel Viana, no início dos anos 40, até meados dos anos noventa do século XX o conhecimento sobre a presença de comunidades de caçadores-recolectores no Algarve, cingia-se aos trabalhos de prospecção para elaboração das cartas arqueológicas (MARQUES, 1989, 1992, 1995; GOMES E SILVA, 1987; GOMES *et al.*, 2005). A partir de 1996, no âmbito de projectos financiados pela Fundação para a Ciência e Tecnologia, uma equipa multidisciplinar de investigadores da Universidade do Algarve realizou, com o objectivo principal de construir uma crono-estratigrafia para o Paleolítico do Algarve, trabalhos de prospecção e caracterização sistemática no barlavento algarvio (BICHO, 2003, 2004). Os trabalhos visaram, essencialmente, as áreas dos vales fluviais que cobrem as várias unidades geológicas, focando-se também em determinados acidentes naturais que se destacam na paisagem – pequenos vales entre Lagos e Sagres; os campos de dunas do promontório de Sagres; a maior parte dos vales fluviais que correm para o Atlântico entre Sagres e a Carrapateira; o vale do Rio Arade; a cobertura dunar do Concelho de Lagoa e de Albufeira; fragmentos dos vales interiores dos rios dos concelhos de Albufeira, Loulé, S. Brás de Alportel e Tavira; os terraços marinhos costeiros de Tavira a Vila Real de Stº António (BICHO, 2003).

Entre os anos de 1996 e 2001, os dados provenientes destes trabalhos - prospecção sistemática e sondagens, a que se juntam algumas intervenções de emergência, e outras no âmbito de Estudos de Minimização de Impacte - permitiram identificar e relocalizar diversos sítios arqueológicos atribuíveis ao Paleolítico Médio, Paleolítico Superior, Epipaleolítico, Mesolítico e Neolítico.

No que diz respeito ao Paleolítico Médio, este encontra-se presente em diversos sítios de ar livre e em contexto de gruta: Ibn Amar, Praia da Galé, Curva do Belixe, Vale Santo 3, Vale da Fonte, Lagoa Funda 1, 2 e 3, e Lagoa do Bordoal (Figura 1, Quadro 1) (BICHO, 2004). O Paleolítico Superior, apesar de registar um número inferior de sítios em relação ao período anterior, aparece documentado na sua totalidade: o tecnocomplexo Gravettense está presente nos sítios da Lagoa Mosqueiro e de Vale Boi; o Solutrense no sítio da Vala, Cruz de Pedra e Vale Boi; e o Magdalenense em Ponta Garcia, Praia da Galé, Vale Santo, Monte Januário e Vale Boi (Figura 1, Quadro 1) (BICHO, 2004; QUELHAS E ZAMBUJO, 1998; ZAMBUJO E PIRES, 1999, MENDONÇA 2009). Todavia, dos sítios atribuíveis ao Paleolítico Superior, poucos se encontram *in situ* e selados estratigraficamente. O sítio arqueológico de Vale Boi, complexo de indubitável importância pela sua dimensão espacial e arqueológica, apresenta um registo diacrónico rico em sucessivos horizontes arqueológicos balizados, até ao momento e uma vez que os trabalhos continuam a decorrer, entre cerca de 25 000 e 6 000 RCYBP. A importância da jazida passa sobretudo pela presença abundante de utensilagem lítica e óssea, bem como pelo excelente estado de conservação dos restos faunísticos exumados, que têm permitido uma caracterização bastante precisa dos recursos animais (e consequentemente paleoambiental) disponíveis para as comunidades que habitaram o sítio durante o período supra referido.

Por outro lado, os estudos realizados até ao momento tornam particularmente evidente a individualização de Vale Boi em relação aos sítios conhecidos na Estremadura, ao mesmo tempo que traçam paralelismos, evidentes na tecnologia lítica, óssea e nos objectos de adorno, com as realidades penecontemporâneas na Espanha mediterrânea (MARREIROS *et al.*, *in press*; CASCALHEIRA *et al.*, 2008; ÉVORA, 2007; MENDONÇA, 2009, 2009b). As diferenças, em relação à Estremadura portuguesa, assentam sobretudo, nas preferências tecno-tipológicas da indústria lítica e nos padrões de adaptação, enquanto necessidade de resposta a um meio com recursos específicos, que, por sua vez, requeria estratégias tecnológicas eficientes (CASCALHEIRA *et al.*, 2008). Deste modo, as opções tecnológicas passaram sobretudo pela simplicidade dos modos de produção e pela intensificação e diversificação no uso dos recursos disponíveis a nível regional.

Quadro 1. Sítios arqueológicos do Paleolítico no Algarve

Sítios arqueológicos	Concelho	Tipo de sítio	Período crono-cultural
Curva do Belixe	Vila do Bispo	Ar livre	Moustierense
Lagoa do Bordoal	Vila do Bispo	Ar livre	Moustierense
Lagoa Funda	Vila do Bispo	Ar livre	Moustierense
Lagoa Mosqueiro	Vila do Bispo	Ar livre	Gravetense
Ponta Garcia	Vila do Bispo	Ar livre	Magdalenense
Vale Boi	Vila do Bispo	Ar livre e Abrigo	Gravetense, Solutrense, Magdalenense
Vale da Fonte	Vila do Bispo	Ar livre	Moustierense
Vale Santo	Vila do Bispo	Ar livre	Moustierense
Cruz de Pedra	Lagos	Ar livre	Solutrense, Epipaleolítico
Ferrel 1 e 2	Lagos	Ar livre	Paleolítico Médio, Paleolítico Superior
Monte Januário	Lagos	Ar livre	Magdalenense, Epipaleolítico
Ibn Amar	Lagoa	Gruta	Moustierense
Vala	Silves	Ar livre	Solutrense, Solutreo-Gravetense
Praia da Galé	Albufeira	Ar livre	Moustierense, Magdalenense
Praia da Albandeira	Albufeira	Ar livre	Magdalenense, Epipaleolítico


Figura 1. Jazidas paleolíticas do Algarve ocidental. 1 – Vale da Fonte; 2 a 5 – Lagoa Funda, Lagoa Mosqueiro e Lagoa do Bordoal; 6 a 8 – Ponta Garcia, Vale Santo e Curva do Belixe; 9 – Vale Boi; 10 – Ibn Amar; 11 a 12 – Praia da Galé e Praia da Albandeira; 13 a 16 – Ferrel 1 e 2, Monte Januário e Cruz da Pedra; 17 – Vala (adaptado de Nasa World Wind).

AGRADECIMENTOS

Acção Integrada Luso-Espanhola e Hispano-Portuguesa e à Fundação para a Ciência e Tecnologia, projecto PTDC/HAH/64184/2006.

REFERÊNCIAS

- BICHO, N. (2003) – A importância dos recursos aquáticos na economia dos caçadores-recolectores do Paleolítico e Epipaleolítico do Algarve. *Actas do I Encontro de Arqueologia do Algarve. Silves, Xelb*, 3: 11-26.
- BICHO, N. F. (2004) – As comunidades humanas de caçadores-recolectores do Algarve Ocidental – perspectiva ecológica. FERRO, A. A.; TAVARES, M. J.; CARDOSO, J. (eds.) *Evolução Geohistórica do Litoral Português e fenómenos correlativos*. Universidade Aberta. Lisboa: 359-396.
- CASCALHEIRA, J.; MARREIROS, J.; BICHO, N. F. (2008) – As intervenções arqueológicas de 2006 e 2007 no sítio arqueológico de Vale Boi. *Actas do 5º encontro de arqueologia do Algarve, Silves, Xelb*, 5: 23-35.
- ÉVORA, M. (2007) – *Utensílagem óssea do Paleolítico Superior Português*. Tese de Mestrado em Arqueologia – Teoria e Métodos. FCHS. Faro. Universidade do Algarve.
- GOMES, M.; CARDOSO, J.; ALVES, J. (1995) – *Levantamento arqueológico do Algarve. Concelho e Lagoa*. Lagoa: Câmara Municipal de Lagoa.
- GOMES, M.; SILVA, C. T. (1987) – *Levantamento arqueológico do Algarve. Concelho de Vila do Bispo, Faro*. Delegação Regional do Sul, Secretaria de Estado da Cultura.
- MARQUES, T. (1989) – *Estudos de integração do Património Histórico-Urbanístico: Aljezur, Vila do Bispo, Monchique, Lagos*. Lisboa: IPPC.
- MARQUES, T. (1992) – *Carta arqueológica de Portugal. Portimão, Lagos, Silves, Albufeira, Loulé, S. Brás de Alportel*. Lisboa: IPPC.
- MARQUES, T. (1995) – Carta arqueológica de Portugal. Faro, Olhão, Tavira, V.R. Stº António, Alcoutim. Lisboa: IPPAR.
- MARREIROS, J.; CASCALHEIRA, J.; GIBAJA, J.; BICHO, N. (*in press*) - Caracterización de la industria gravetense y solutrense de Vale Boi (Algarve, Portugal). *Actas do IV encontro de arqueologia do sudoeste peninsular. Aracena*.
- MENDONÇA, C. (2009) – *A Tecnologia lítica no tardiglaciar do Algarve*. Tese de Mestrado em Arqueologia – Teoria e Métodos. FCHS. Faro. Universidade do Algarve.
- MENDONÇA, C. (2009b) - A Tecnología Lítica no Tardiglaciar do Algarve: Resultados preliminares. *Actas de las Jornadas de Investigación arqueológica – Dialogando com la cultura*. Universidad Complutense de Madrid: Madrid. Tomo I: 65-70.
- QUELHAS, A.; ZAMBUJO, G. (1998) – Jazidas paleolíticas no concelho de Lagos (Algarve): abordagem preliminar. *Revista Portuguesa de Arqueologia*, vol.1, n.º2: 5-18.
- ZAMBUJO, G.; PIRES, A. (1999) – O sítio arqueológico da Vale, Silves: Paleolítico Superior e Neolítico Antigo. *Revista Portuguesa de Arqueologia*, vol.2, n.º1: 5-24.

EL REGISTRO GEOARQUEOLÓGICO DEL SECTOR SUR DE LA PUERTA JEREZ (SEVILLA): ÚLTIMOS 4000 AÑOS EN LA SEDIMENTACIÓN FLUVIAL DEL GUADALQUIVIR

R. B. Escudero¹, I. G. Amador¹

¹ Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional, Universidad de Sevilla, baena@us.es, inmaguer@us.es. Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Sevilla. 41004 SEVILLA. ESPAÑA.

ABSTRACT

One presents the record geoarcheology of the facies of vertical accretion of the plain of the Guadalquivir in the south sector outside of the city of Seville from a depth of -8,5m to the current street level. The sequence shows a long evolution from high tidal conditions, passing a terrace near the river with urban occupation to +3m asl. during the Roman period, reactivation of flooding from the IIInd century d C. and new stability with the formation of fluvisols during the Low middle ages to +6m asl. From these moments the left as open space, first as an area of gardens and later (ss. XIV-XVIII), as a rubbish dump to slow down the strong erosion of the margin during the floods of the river.

RESUMEN

Se presenta el registro geoarqueológico de las facies de acreción vertical de la llanura del Guadalquivir en el sector sur extramuros de la ciudad de Sevilla desde una profundidad de -8,5m respecto al nivel de calle actual. La secuencia muestra una evolución prolongada, desde condiciones de marisma alta, pasando por una terraza próxima al río con ocupación urbana a +3m s.n.m. durante el periodo romano, reactivación de las inundaciones a partir del s II d C. y nueva estabilidad con formación de fluvisoles durante la Baja edad Media a +6m s.n.m. A partir de estos momentos el medio queda como espacio abierto, primero como ámbito de huertas y posteriormente (ss. XIV-XVIII), como vertedero de basuras para ralentizar la fuerte erosión de la margen durante las crecidas del río.

INTRODUCCIÓN

El presente estudio muestra el registro geoarqueológico de la llanura de inundación del río Guadalquivir inmediata al cauce histórico por su margen izquierda, en el sector sur extramuros de la ciudad de Sevilla conocido como Puerta de Jerez. Esto es, en un contexto topográfico extremadamente plano, actualmente a 9m s.n.m. y bien diferenciado respecto a la última terraza cuaternaria (T13) del Pleistoceno Superior de la Secuencia General del Guadalquivir (BAENA, 1993), cuyo techo en la transversal de estudio, se ubica en el entorno del Alcazar y de la cual quedaba separado, hasta mediados del siglo XVIII, por la antigua vaguada del arroyo Tagarete, hoy calle San Fernando. La potencia del aluvionamiento en esta zona, a tenor de los datos proporcionados por los sondeos para la realización del metro de Sevilla (JUSTO *et al.*, 2008), es muy irregular, oscilando entre lo 20 y los 32m según las zonas, hasta alcanzar el sustrato de margas azules miocenas. De ellos, los primeros 8,5-10m desde la superficie, corresponden a facies de acreción vertical de la llanura (limos, arcillas y arenas finas), mientras que los 4,5-7 metros siguientes están integrados por facies aluviales de acreción lateral, esto es, arenas gruesas y barras de gravas y gravillas progradantes a cuyo techo se ubica el nivel piezométrico del acuífero; y por último, las gravas gruesas y masivas de fondo de canal (10-15 m de potencia) que erosivamente descansan sobre las margas impermeables. En función de lo anterior, no cabe duda que en este complejo relleno sedimentario se encuentra presente tanto la cronosecuencia más reciente del Pleistoceno Superior, posterior al estadio isotópico 3 registrado en los limos carbonatados del techo de la T13

del Guadalquivir (BAENA, 1993), como de todo el postglaciar. Con una imbricación morfogenética, en este último caso, entre la dinámica fluvial (incisión-agradación tanto vertical como lateral) y la dinámica marina (episodios trasgresivos, sedimentación estuarina). Así se constata en las investigaciones sobre la paleogeografía y el registro Holoceno del Guadalquivir y su estuario en la transversal de Sevilla (BORJA Y BORJA, 2007; BORJA *et al.*, 2007); con clara vinculación, en los últimos 3000 años, con la ocupación humana de la llanura y de sus diferentes paleomorfologías (cauces activos y abandonados, afluentes secundarios, terrazas, etc.).

MATERIAL Y MÉTODO

Esta investigación se sustenta en el estudio geoarqueológico (BAENA Y GUERRERO, 2003), del Área III de la intervención arqueológica efectuada durante la realización del aparcamiento subterráneo de la Avenida de Roma (sector sur de la Puerta Jerez). El solar ubicado sobre la ribera izquierda del río histórico, presentaba una secuencia estratigráfica integrada por materiales finos en su totalidad (limos, arcillas y arenas), claramente antropogénica. Así, a excepción del metro y medio inicial de muro, en toda la secuencia se muestra la interferencia de niveles ocupacionales, de acúmulos, de enterramientos, etc., con la dinámica de inundación secular del Guadalquivir representada por la acumulación sostenida de sedimentos finos. El nivel piezométrico actual del acuífero se detectó por debajo de los 8,5m de profundidad, sin que se hayan podido visualizar los niveles de arenas gruesas y gravas aluviales. En su conjunto, el área de estudio correspondió a un rectángulo excavado con orientación NNE-SSW de eje mayor y dimensiones aproximadas de 84m de largo por 16m de ancho y profundidad máxima de 8,5m respecto al nivel de calle actual situado a cota de +9m s.n.m.. Se pudieron estudiar dos secciones estratigráficas (paredes Este y Oeste) de la llanura de inundación del Guadalquivir cuyo cauce histórico, hoy dársena portuaria, discurre a unos 100-150m al Este y Sur de la obra.

El método de trabajo consistió en: 1) análisis del contexto del emplazamiento en relación con la geomorfología superficial y la historiografía. 2) Levantamiento de perfiles detallados de la estratigrafía en las secciones disponibles, con análisis de niveles estratigráficos, sedimentarios y edafogenéticos así como de los restos aqueológicos constructivos y de todo tipo vinculados a la presencia humana (huesos, restos de carbón, fragmentos de cerámicas, etc.). Para ello, se procedió al análisis de 7 perfiles estratigráficos representativos, tres de ellos en la pared Este (A, B y E) y uno en la Oeste (D) así como dos correspondientes al sector central por debajo de los restos ocupacionales del periodo romano (G y F). 3) Datación absoluta C14 del inicio de la secuencia efectuada en el Laboratorio de Radiocarbono AMS del Instituto de Física de la Universidad de Erlangen (Physikalisches Institut Abt. IV. Erwin-Rommel-Str-1. 91058 Erlangen. Deutchland). Las medidas de radiocarbono, realizadas sobre fragmentos de carbón vegetal (código laboratorio Erl-7119), han sido convertidas al calendario en años (cal B.P.) utilizando la curva de calibración de STUITER *et al.* (1998).

RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

De muro a techo, el comienzo de la secuencia se obtuvo a partir de los perfiles centrales F y G, localizados por debajo de la cimentación de los muros de época romana atribuidos al periodo comprendido entre los ss. I a C y. I d C. Esta comienza a 8,5m de profundidad (+0,5m de cota s.n.m.) e inmediatamente por encima del nivel del acuífero, con las siguientes características genéricas de sus niveles:

UE-I: Nivel arcilloso de unos 0,4m de potencia con estructura varvada y abundante bioturbación, poros e hidromorfía en su muro. Se trata de una ritmita de color

gris oliva (5Y 6/1), en la que alternan niveles arcillosos y limo-arenosos milimétricos en la base (Fig. 1), los cuales van ganando en potencia hacia la parte superior (varvas de 2 mm) para terminar en un nivel masivo de arcillas de un 1 m de potencia con abundantes muestras de bioturbación (Fig. 1, nivel 1). El techo, de tonos grises (2.5 Y 5/2) y ocres (10 YR 4/6) y aspecto hidromorfo, presenta abundante bioturbación en forma de conductos, poros y gasterópodos de pequeño tamaño (2mm) y forma cónica que denotan la emersión, al menos estacional, del lugar. La existencia de restos de carbón vegetal de hasta 1 cm, dispersos a lo largo del tercio superior de este nivel, ha permitido establecer su cronología radiométrica en 3176+98 BP, estando su edad calibrada (sigma 2) entre 1685 y 1256 BC, lo que retrotrae la fase de colmatación aluvial y la definitiva emersión del lugar, al segundo milenio antes de Cristo. Por último, con límite neto sobre el anterior se ubica un nuevo nivel limo-arcilloso de aspecto masivo (0,3 a 0,5m), con abundantes micro y macro-poros, y presencia igualmente de pequeños gasterópodos pero muy difuminados en la matriz (Fig. 1, nivel 2), muestra rasgos de eluviaciación de arcillas procedentes de la parte superior que está integrada por un nivel limo-arcilloso de tono pardo-anaranjado (10 YR 5/4), edafogénesis prerromana, sobre el que se insertan las zapatas de los muros romanos.

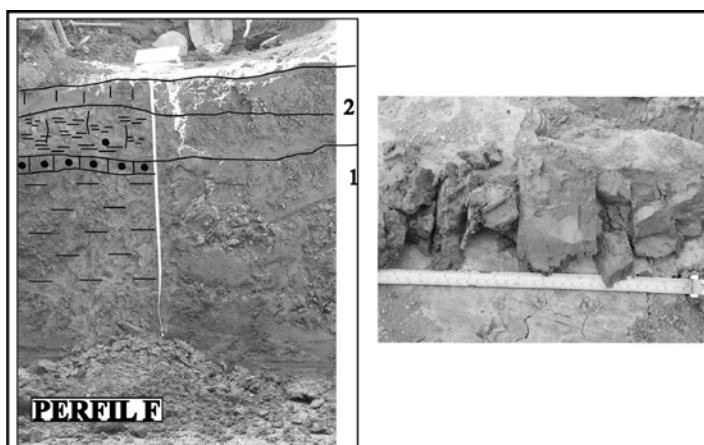


Figura 1. Perfil F y detalle de las arcillas grises con estructura varvada.

-UE-II. Nivel ocupacional romano generalizado del solar, de desigual potencia según las zonas (entre 1,5 y 3m), que comienza, a entre +2.7 y +3.5m de cota s.n.m., con una acomodación y nivelación del terreno mediante cascotes y rellenos antrópicos de unos 30cms de potencia sobre la que se instalan las numerosas estructuras constructivas (almacenes, viviendas, hornos, etc) de época romana (s. I a C.). Su superposición en la zona constituyen un Tell ocupacional que alcanza hasta los 4-5m de profundidad respecto al nivel de calle (+4 a +5 s.n.m.). Todo él, representa una clara interrupción antrópica de la dinámica natural que, sin embargo, se sigue manifestando a nivel de inundaciones que aportan niveles centimétricos de arcillas, con aumento de potencia de los limos hacia la parte superior. Su desarrollo a detalle tanto en la pared Este como Oeste (perfils A, B, D y E) muestra tres subniveles diferenciados integrados de muro a techo por:

- UE-II.1. Caracterizado por su color oscuro y composición arcillosa, contiene numerosos restos antrópicos a modo de relleno para la compactación del terreno. Correspondría a un medio palustre con encharcamientos permanentes y próximos al río, donde tendrían lugar los primeros asentamientos permanentes en forma de talleres, hornos y almacenes destinados a la actividad portuaria durante el siglo I a C. y los cuales se irán consolidando en el siguiente nivel.

• UE-II.2. Llanura de inundación limo arcillosa, representa una dinámica del medio natural más proclive a los desbordamientos del río. El techo de la misma soporta la construcción de la calzada romana que con dirección Sur-Norte se dirigía hacia la ciudad y a cuyos lados se asentaban las diferentes edificaciones romanas. Este pavimento, verdadero eje estructurador de la ocupación urbana del área intervenida, se componía de grandes losas de caliza de grano fino, casi marmóreas, y margo-calizas de tonalidad gris-azulada, soportadas por un centimétrico arrecife de cascotes y gravas. En la zona Sur, donde el firme era casi inexistente, se observaron problemas de inestabilidad y colapso de las losas vinculados a las arcillas del nivel infrayacente.

• UE-II.3. Integrada por sedimentos arcillosos y arcillo-limosos de hasta 1,30m de potencia, supone el final de la ocupación romana del lugar en régimen de inundación, insertándose en los depósitos numerosos restos de ladrillos, cerámicas, escorias, etc. correlativos del abandono y deterioro de las edificaciones. La presencia en el perfil D de gravas de calcarenita dentro de este nivel generalizable a toda el área, supone la participación del arroyo Tagarete, sin descartar al Guadalquivir, en la inundabilidad frecuente de la zona. Esta situación perdurará durante el periodo Tardorromano, cuya presencia se registra en la estratigrafía a modo de superposición, por nivelación, de las zonas más deprimidas del modelado generado en época anterior.

-UE-III. Con límite erosivo sobre el techo de la unidad anterior, a unos 4m de profundidad (+5m s.n.m.), corresponde a una llanura de inundación de carácter limo-arcilloso con características morfogenéticas mixtas antrópicas y naturales. En el muro se pueden detectar ligeras muestras de edafización con lavado de carbonatos (+5,5m, perfiles A y B), si bien la ocupación humana es ahora de baja intensidad, iniciándose con un nivel de enterramientos generalizado a todo el solar de época islámica, para hacia techo pasar a contener diversas soleras y pavimentos constructivos del siglo XII. La presencia de esta leve edáfogénesis pre-almohade, a veces decapitada por erosión posterior, supone un periodo prolongado de estabilidad morfogenética del sector y mayor xericidad. Manifestaciones en este mismo sentido han sido señaladas igualmente en otros sectores de Sevilla (Cartuja de Sevilla), con un periodo más seco con receso en el régimen de inundaciones a partir del s. XI (Borja, 1992).

-UE-IV. Integrada por nuevos episodios aluviales, en parte, intercalados con niveles de acúmulos generalizados. Corresponde, en la primera fase, a una antropización sobre materiales arcillo-limosos en la base a limosos en la parte superior con abundantes restos de todo tipo de época medieval (ss. XIII-XIV). Nuevamente, se observa una ocupación permanente del lugar aunque dispersa en un medio hostil debido a las crecidas del Guadalquivir y Tagarete. A partir de +6m y hasta +7.5m, con límites muy ondulados, se extiende un nivel antropizado de limos que sellan a 1 m de profundidad una iluviaión de carbonatos, como momento de estabilidad en la evolución morfogenética de la secuencia con posterioridad a la mitad del siglo XVI, a juzgar por la cerámica que queda por debajo. En el perfil B contiguo en la pared Este, este mismo nivel aparece parcialmente decapitado a 1,10m de profundidad, mostrando a techo abundante cerámica vidriada (azul sobre azul) del siglo XVII. Por su parte hacia la pared Oeste y en dirección al río, se observa que esta unidad adquiere un fuerte declive, incrementando su potencia y profundidad hasta cotas de +5,6m. Continúa presentando carácter limoso con abundantes poros y restos diversos (ladrillos, cerámicas, huesos quemados, abundantes ostrácodos y carbón), todo ello con estratificación oblicua y cruzada de los materiales y abundantes grietas, como corresponde a un nivel de acumulación, de vergencia hacia el S-SE. Clásico "muladar" o basurero donde se encontraron cerámicas fechadas tanto en el siglo XII como en el XV y XVII. El acúmulo, en origen, hacia la pared

Oeste, vendría a tratar de proteger respecto a un importante declive del terreno, posiblemente generado por erosión lateral del río Guadalquivir durante las crecidas y el cual contiene, en su posterior colmatación, restos de los ss. XVII y XVIII a entre +6 y +8m s.n.m. en el perfil D más próximo al río.

-UE-V. Integrada por niveles de entre 0.5 y 0.8m de potencia, representa el relleno de cascotes y cantes destinados a la nivelación previa para el asfaltado de la calle actual.

CONCLUSIONES

A partir de los resultados, podemos concretar un esbozo de secuencia general para el sector sur extramuros inmediato a la ciudad de Sevilla durante los últimos 4000 años y que se explicita sobre parte de la pared este de la excavación de la Avda. de Roma. En ella, a excepción de la estratigrafía de muro bajo las estructuras constructivas de época romana, el resto muestra una clara interferencia antrópica en la dinámica fluvial cuyos depósitos de inundación constituyen la matriz dominante.

De muro a techo, la paleogeografía del medio presenta una evolución en el tiempo caracterizada en la UE-I, por el paso desde ambientes estuarinos levemente sumergidos (llanura de marea alta), relacionados con la estabilización del máximo transgresivo flandriense en el Golfo de Cádiz entre el 4500-4000 BP (SOARES AND DIAS, 2006); a otros progresivamente emergidos en régimen de inundación recurrente para finalmente alcanzar su plena continentalización como geotopo ripario de llanura de inundación a partir del segundo milenio antes de Cristo (ca. 1685-1256 BC). La proximidad de un cauce del Guadalquivir a este entorno y por tanto, su utilización como área portuaria inmediata, unido a la estabilidad morfogenética del medio con leve edafogénesis aluvial, parecen ser los factores determinantes en la ocupación urbana de la zona durante época romana a cotas de entre +2,5 y +5m s.n.m. En su desarrollo se pueden apreciar diferentes pulsos de inundación que interfieren en la secuencia o la interrumpen ligeramente, si bien estos se van incrementando hacia su parte superior, bien por menor densidad en la ocupación del lugar; bien por un incremento en la dinámica de inundación del medio fluvial o ambos factores a la vez. Esta situación continuará hasta la alta edad media (s. XII), donde nuevamente la presencia de incipientes edafogénesis aluviales indican momentos de interrupción en las inundaciones con una ocupación periurbana de baja intensidad primero como lugar de enterramiento y luego con pequeñas casas y huertas. A partir de aquí, se observa un abandono progresivo del lugar vinculado a lo inhóspito del medio en relación con las crecidas, con fuertes erosiones del terreno en el sector más próximo al río y acumulación de sedimentos limosos y arcillo-limosos en el más alejado hasta al menos el siglo XIV. Desde este momento, el solar pasa a ser un lugar muy castigado por los desbordamientos del río que zapaban continuamente sus orillas, obligando a verter basuras y escombros sobre los taludes. Son los famosos muladeros que, desde el siglo XVI hasta prácticamente el siglo XVIII, han quedado plasmados, a modo de montículos en torno a las orillas del río, en las numerosas vistas que se conocen de la ciudad.

AGRADECIMIENTOS

Contrato de Investigación LOU 68 y 83 entre SECORNA S.L. y Universidad de Sevilla. Contribución al Grupo de Investigación del P.A.I. (HUM-697) "Geografía Física Aplicada y Patrimonio".

REFERENCIAS

JUSTO ALPAÑÉS de, J.L.; JUSTO MOSCARDÓ, E. y DURAND NEYRA, P. (2008) -"El metro como solución al

- problema del transporte metropolitano en Sevilla". Revista Ingeniería Civil, **59**: 15-17.
- BAENA, R. (1993) – Evolución cuaternaria (3 M.a.) de la Depresión del Medio-Bajo Guadalquivir y sus márgenes (Córdoba y Sevilla). Tesis Doctoral, Univ. de Sevilla, 589 págs. + cartografía (inédita).
- BAENA, R. y GUERRERO, I. (2004) – Estudio geomorfológico de la intervención arqueológica en el solar del aparcamiento subterráneo de la Avenida de Roma. Sevilla. Informe Final. Univ. de Sevilla , 30 págs. (inédito).
- BORJA,F. (1992) – Pleistoceno reciente, Holoceno y periodos recientes del SW de Andalucía.T. Doctoral, Univ. de Sevilla, 469 págs. (inédita)
- BORJA, F. y BORJA, C. (2007) - "Geoarqueología urbana de Sevilla. Evolución de la vaguada del arroyo Tagarete durante el Holoceno (llanura aluvial del Guadalquivir)". In J. LARIOS y P.G. SILVA (Eds.), Contribuciones al estudio del periodo Cuaternario. Avila, pp. 99-100.
- BORJA, F.; HUNT, M.; UBERA, J.L.; ZAZO, C.; DABRIO, C.J.; GOY, J.L.; BARRAL, M.A.; LLERGO, Y. y BORJA, C. (2007) – “El registro Holoceno del estuario del Guadalquivir en el área de Sevilla: aproximación geoarqueológica”. In J. LARIOS y P.G. SILVA (Eds.), Contribuciones al estudio del periodo Cuaternario. Avila, pp.101-102.
- STUIVER, M.; REIMER, P.J.; BARD, E.; BECK, J.W.; BURR, G.S.; HUGHEN, K.A.; KROMER, B.; MC. CORMAC, F.G.; PLICHT, J. & SPURK, M. (1998) – “INTCAL 98 radiocarbon age calibration, 24.000 to 0 cal. BP”. Radiocarbon, **40**: 1041-1083.
- SOARES A.M.M. and DIAS, J.M.A. (2006) – “Coastal upwelling and radicarbon-evidences for temporal fluctuations in ocean reservoir effect off Portugal during the Holocene”. Radiocarbon, **48** (1): 45-60.

NUEVAS APORTACIONES AL ESTUDIO DE LA FAUNA DE LOS NIVELES HOLOCENOS DEL YACIMIENTO DE EL PORTALÓN, ATAPUERCA, BURGOS.

M. A. Galindo-Pellicena¹, J. L. Arsuaga¹

¹ Centro Mixto UCM-ISCIII para el estudio de la Evolución y el Comportamiento Humanos c/Sinesio Delgado, 4, Pabellón 14, 28029 Madrid, Spain. mgalindo@isciii.es; jarsuaga@isciii.es

ABSTRACT

This study presents a taxonomic and anatomical analysis of 404 faunal remains that were excavated and identified during the 2007-2008 field seasons from El Portalón site in Atapuerca, Burgos, Spain. These faunal remains were recovered from an *in situ* level corresponding to the transition stratum between the Early Bronze and Chalcolithic periods (level 6 in CARRETERO *et al.*, 2008). This new material is compared with the Early Bronze Age faunal assemblage that was excavated during the 1973 to 1983 field seasons, which was previously analyzed by Pedro Castaños (CASTAÑOS, 2005).

The results from both periods studied indicate a clear dominance of domestic animals. In the Chalcolithic-Early Bronze transitional assemblage, ovicaprines are the most abundant animal remains (more than 50%), followed by cattle. This ranking carries forward to the Early Bronze assemblage, however, the relative proportions of horses and pigs increased from the previous period.

The domestic animal representation and the bone fragmentation pattern suggest a highly kill-off pattern and an intensive occupation in El Portalón from Chalcolithic-Early Bronze Age transition through the Bronze Age period.

RESUMEN

Este estudio presenta un análisis taxonómico y anatómico, además de realizarse el cálculo de los porcentajes de partes anatómicas conservadas de los 404 restos faunísticos identificables, encontrados *in situ* en el nivel de transición Edad del Bronce Inicial-Calcolítico (nivel 6) (en CARRETERO *et al.*, 2008) del yacimiento de El Portalón, Atapuerca, Burgos (España), recuperados durante las campañas de campo de 2007-2008. Este material se compara con los restos de los niveles pertenecientes a la Edad del Bronce Inicial recuperados en las campañas de 1973 a 1983, y estudiados por Pedro Castaños (en CASTAÑOS, 2005).

Como resultado hemos encontrado, tanto en el nuevo material como en el estudiado previamente, un claro predominio de las especies domésticas. En el nivel de transición excavado recientemente se observa una mayor abundancia del ganado ovicaprino (con más del 50%), seguido del bovino, al igual que en los niveles de la Edad del Bronce Inicial. Desde el nivel de transición al nivel de la Edad del Bronce Inicial, hemos encontrado un aumento en la presencia de caballos y cerdos.

El predominio de restos óseos de animales domésticos y su grado y tipo de fracturación apoyan la hipótesis de consumo de restos con un alto grado de aprovechamiento de los animales y, a su vez, la Cueva de El Portalón como un lugar de hábitat continuado durante el período Calcolítico y la Edad del Bronce en esa región de la Meseta Castellana.

INTRODUCCIÓN

El yacimiento arqueológico de El Portalón constituye una gran entrada de cueva y, a su vez, el acceso a un gran sistema kárstico denominado Cueva Mayor, localizado en la Sierra de Atapuerca, Burgos, en el norte de la Península Ibérica. Este yacimiento abarca un rango cronológico desde hace 30.000 años B.P. hasta hace 1.000 años B.P. (CARRETERO *et al.*, 2008). A lo largo de la secuencia excavada desde la campaña del año 2000, se han definido 11 niveles, que comprenden desde el Pleistoceno Superior hasta períodos Medievales (CARRETERO *et al.*, 2008).

En cuanto a las excavaciones iniciales, la primera intervención arqueológica acometida en El Portalón fue realizada por F. Jordá en 1966. En 1972, G. Clark realizó otra excavación y, desde 1973 hasta 1983, durante las excavaciones de J.M. Apellániz, se definieron una serie de niveles culturales: presencia de materiales medievales y tardorromanos (Niveles I y II) y una importante ocupación de la Edad del Bronce (Nivel III). El Nivel III se subdividió en Bronce Final (datado entre hace 900 ± 50 años a.C. hasta 1.220 ± 130 años a.C.), Bronce Medio (1.450 ± 50 años a.C.) y Bronce Inicial (1.690 ± 50 años a.C.), (APELLÁNIZ Y DOMINGO, 1987).

De todos estos niveles se recuperaron restos de fauna que estudió Pedro Castaños (en CASTAÑOS, 2005).

Bajo la nueva codirección del proyecto y de las excavaciones iniciadas en los yacimientos de Atapuerca en 1991, durante el año 2000 se reanudaron las excavaciones en el yacimiento de El Portalón, bajo la dirección de un nuevo equipo. En las campañas comprendidas entre el 2000 hasta el 2006 se delimitó la zona *in situ* de una antigua cata, detectada en el sector central del yacimiento. Tras esta actuación se postuló la existencia de una posible actuación minera, que habría ejecutado el gran pozo encontrado y su posterior relleno (ORTEGA *et al.*, 2006). La sección descubierta en la pared del pozo expuso una nueva secuencia estratigráfica, donde fue posible identificar niveles calcolíticos, neolíticos y del Pleistoceno Superior (ORTEGA *et al.*, 2006). En la campaña de excavaciones del año 2007 se continuó la intervención del nivel del Bronce Inicial *in situ* donde J.M. Apellániz había abandonado sus excavaciones.

MATERIALES Y MÉTODOS

La metodología que hemos empleado ha sido, en primer lugar, la determinación de los restos a partir de colecciones de anatomía comparada actual de la colección del Centro Mixto UCM-ISCIII y la consulta de atlas y trabajos de osteología animal, tanto salvaje como doméstica. (BARONE, 1976; PALES *et al.*, 1981; SCHMID, 1971)

Hemos utilizado los trabajos de BOESSNECK, MÜLLER Y TEICHERT (1964), PRUMMEL Y FRISCH (1986) y el DE HALSTEAD *et al.* (2002) para determinar y diferenciar entre los géneros *Ovis* y *Capra*. En los casos en los que no fue posible la distinción, la identificación ha quedado asignada como ovicaprino.

A continuación hemos realizado el cálculo del Número de Restos óseos recuperados (NR), de cada especie y de cada parte anatómica (no se halla el Número Mínimo Individuos (NMI) porque el número de restos recuperados no es una cantidad estadísticamente significativa. En cuanto a la agrupación de los restos óseos, hemos utilizado las 5 categorías establecidas en el trabajo de MARÍN, (2005):

- 1.-Craneal (CR).- incluye (cualquier fragmento de): cráneo, maxilar, mandíbula y/o dientes aislados;
- 2.-Axial (AX).- incluye: todas las vértebras incluido el atlas, axis y sacro, las costillas y el esternón;
- 3.- Extremidad anterior (EA) incluye: escápula, húmero, radio, ulna, huesos carpales y metacarpos;
- 4.- Extremidad posterior (EP) incluye: pelvis, fémur, tibia, fíbula, maleolar, huesos tarsales y metatarsos;
- 5.- Extremidades (EX) incluye: los restos de metápodos no identificables, las falanges y los sesamoideos.

Finalmente hemos comparado los porcentajes del Número de Restos de las diferentes especies identificadas por Pedro Castaños para el período de la Edad de Bronce, con los restos recuperados en los niveles de transición de Bronce Inicial-

Calcolítico, con el fin de poder testar el objetivo de este trabajo: observar una posible evolución de las diferentes faunas a lo largo de ese período temporal.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Fauna Doméstica vs. Salvaje, Abundancia relativa y representación de partes esqueléticas

La fauna estudiada en este trabajo, procedente del nivel de transición Bronce Inicial-Calcolítico (Nivel 6), presenta un claro predominio de la fauna doméstica frente a la salvaje; siendo el ganado ovicaprino el más abundante en cuanto al número de restos (de los restos identificables, *Ovis aries* está en mayor proporción que *Capra hircus*), seguido del ganado bovino (*Bos taurus*). Por debajo del 10% encontramos, en orden decreciente, restos de *Sus domesticus* y *Equus caballus*. Finalmente, representado solo por el 1%, aparece *Cervus elaphus*, la única especie salvaje representada (Figura 1). No se ha encontrado ningún resto de *Canis familiaris* en este nivel de transición. Se ha constatado su presencia a partir del Bronce Inicial. (CATAÑOS, 2005). Hasta el momento no hemos identificado restos óseos de *Bos primigenius*, aunque tenemos la certeza de la presencia uro salvaje en niveles asociados a la Edad del Bronce del yacimiento de El Portalón, gracias al hallazgo del haplotipo salvaje en los estudios de ADN mitocondrial. (ANDERUNG *et al.*, 2005).

La fauna del nivel de transición muestra, con respecto a los datos de la fauna estudiada por Pedro Castaños (Edad del Bronce Inicial), un ligero aumento en los porcentajes de ovicaprinos y bovinos. Así mismo, aparece una reducción en la presencia de suido y de caballo. No aparece representada la especie *Canis familiaris*. (Figura 1)

En el nivel de transición Bronce Inicial-Calcolítico se observa que, la mitad de la proporción de las partes esqueléticas del ganado ovicaprino procede de las extremidades y, el resto se reparte equitativamente entre restos craneales y restos del esqueleto axial. Estos datos son muy similares al estudio realizado por Pedro Castaños para la fauna de la Edad del Bronce (CASTAÑOS, 2005).

En el nivel de transición Bronce Inicial-Calcolítico, la proporción de partes esqueléticas del ganado bovino se caracteriza por un predominio de los huesos de las extremidades con una mayor representación de los elementos axiales frente a los craneales. Para todo el nivel de la Edad del Bronce los restos de extremidades también son los mejor representados. Sin embargo, en este nivel los restos craneales superan a los restos axiales. (CASTAÑOS, 2005).

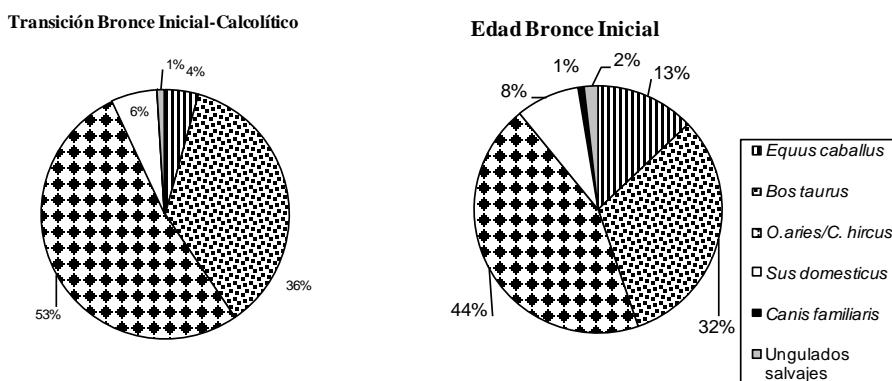


Figura 1. Porcentaje de NR (número de restos) de los animales representados en el nivel de transición Bronce Inicial-Calcolítico y en el nivel del Bronce Inicial del yacimiento de El Portalón (Atapuerca, Burgos)

AGRADECIMIENTOS

A Gloria Cuenca, Ana Gracia, Ignacio Martínez, J.M. Carretero, Jaime Lira, Francisco Gracia por las sugerencias durante la elaboración del trabajo de investigación y redacción. Al equipo del Centro Mixto UCM-ISCIII de Evolución y Comportamiento Humanos por la ayuda facilitada con las colecciones de referencia. A la Fundación Atapuerca, a la Fundación Ancestros por el apoyo técnico durante la excavación.

El trabajo de campo en los yacimientos de Atapuerca está financiado por la Consejería de Cultura y Turismo de la Junta de Castilla y León.

Esta investigación ha sido financiada por el proyecto CGL2006-13532-C03-02 del Ministerio de Ciencia e Innovación. Al Ayuntamiento de Madrid por la concesión de una beca de alojamiento en “La Residencia de Estudiantes”.

REFERENCIAS

- APELLÁNIZ, J. M., DOMINGO, S. (1987) Estudios sobre Atapuerca (Burgos). II Los materiales de superficie del Santuario de la Galería del Sílex. *Cuadernos de Arqueología de Deusto*. Bilbao, pp.342.
- ANDERUNG C., BOUWMAN A., PERSSON P., CARRETERO J.M., ORTEGA A.I., ELBURG R., SMITH C., ARSUAGA J.L., ELLEGREN H., AND GÖTHERSTRÖM A. (2005). Prehistoric contacts over the Straits of Gibraltar indicated by genetic analysis of Iberian Bronze Age cattle. *PNAS* **102**, 24, 8431-8435.
- BARONE, R. (1976). *Anatomie comparée des mammifères domestiques*. Vigot Freres Editeurs. París, pp.428.
- BOESSNECK, J., MÜLLER, H.-H., TEICHERT, M. (1964) Osteologische Unterscheidungsmerkmale zwischen Schaf (*Ovis aries* Linné) und Ziege (*Capra hircus* Linné). *Kühn-Archiv* **78**, 1-129.
- CARRETERO, J.M., ORTEGA, A.I., JUEZ, L., PEREZ-GONZALEZ, A., ARSUAGA, J.L., PEREZ-MARTINEZ, R., ORTEGA, M.C. (2008). A late Pleistocene-Early Holocene archaeological sequence of Portalón de Cueva Mayor (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). *Munibe* **59**, 67-80.
- CASTAÑOS, P.M. (2005). Estudio de la fauna de Cueva Mayor de Atapuerca". En: Estudios sobre Atapuerca (Burgos): III. Los materiales del Bronce Final de El Portalón de Cueva Mayor, Minguez, M (phD thesis) pp.247-257. Universidad de Deusto & Excmo. Diputación Provincial de Burgos, Bilbao and Burgos, Spain.
- HALSTEAD P., COLLINS P. AND ISAAKIDOU, V. (2002) Sorting the Sheep from the Goats: Morphological Distinctions between the Mandibles and Mandibular Teeth of Adult *Ovis* and *Capra*. *Journal of Archaeological Science* **29**, 5, 545-553.
- MARÍN ARROYO, A.B. (2005). Aplicación de un sistema de información geográfica (SIG) al estudio arqueológico-tafonómico de la Cueva de La Fragua (Santoña, Cantabria). *Complutum* **16**: 73-87.
- ORTEGA, A. I., JUEZ, L., CARRETERO, J. M., ARSUAGA, J. L., PÉREZ-GONZÁLEZ, A., ORTEGA, M. C., PÉREZ, R., PÉREZ, A., RODRÍGUEZ, A. D., SANTOS, E., GARCÍA, R., GÓMEZ, A., RODRÍGUEZ, L., MARTÍNEZ DE PINILLOS, M. & MARTÍNEZ, I. (2006) A new Holocene archaeological sequence from Portalón de Cueva Mayor, Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain. En XV Congrés International Union for Prehistoric and Protohistoric Sciences (Book of abstracts). Lisboa, 255.
- ORTEGA, A. I., JUEZ, L., CARRETERO, J. M.; ORTEGA, M. C., ARSUAGA, J. L. & PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (2006) El Neolítico en la nueva secuencia estratigráfica del yacimiento del Portalón de Cueva Mayor (Sierra de Atapuerca, Burgos), in: M. S. Hernández, J.A.S., J. A. López (Ed.), *IV Congreso Neolítico Peninsular*, MARQ. Museo Arqueológico de Alicante. Diputación de Alicante, Alicante, 221-229.
- PALES, L. & LAMBERT, C. (1981). *Atlas ostéologique pour servir à l'identification des mammifères du Quaternaire, herbivores et carnivores*. París, CNRS, pp.177/77.
- PRUMMEL W., FRISCH, H-J. (1986). A guide for the distinction of species, sex and body side in bones of sheep and goat. *Journal of Archaeological Science* **13**, 567-577.
- SCHMID, E. (1972). *Atlas of animal bones for prehistorians, archaeologists and Quaternary geologists*. Amsterdam, Elsevier, pp.159.
- VVAA. (2007) Memoria de excavación. Yacimientos de Cueva Mayor (Sierra de Atapuerca, Burgos). Campaña 2007. Portalón. Noviembre 2007.

EVIDENCIAS POLÍNICAS DE LA OCUPACIÓN HUMANA EN EL VALLE DEL LOZOYA (MADRID) EN EL HOLOCENO RECIENTE

C. Gómez¹, M.B Ruiz¹, J.A. López-Saez², M.J. Gil¹

¹Departamento de Geología, Universidad de Alcalá, 28.871 ALCALÁ DE HENARES. ESPAÑA, blanca.ruiz@anh.es

²Laboratorio de arqueobiología, CSIC, 28.037 MADRID. ESPAÑA, alopez@ih.csic.es

ABSTRACT

The pollen analysis of three peat bogs (Peñalara, Rascafría y Tolla Collado de El Berrueco), two archaeopalaeontological sites (Buena Pinta Cave and Navalmaíllo Rockshelter, located in the Calvero de la Higuera Place) and recent pollen rain studies in the Lozoya Valley (Sierra de Guadarrama, Madrid) allowed to reconstruct the dynamic of the vegetation communities of the last 5000 years, as well as the anthropic signals from the Prehistoric to the present time. A paleolandscape of pasture dedicated to transhumant and transterminant cattle activities define different levels of anthropic pressure.

RESUMEN

El análisis polínico de tres turberas (Peñalara, Rascafría y Tolla Collado de El Berrueco), dos sitios arqueopaleontológicos (Cueva de la Buena Pinta y el Abrigo de Navalmaíllo pertenecientes al yacimiento Calvero de la Higuera), y transectos de lluvia polínica reciente en el Valle del Lozoya (Sierra de Guadarrama, Madrid) han permitido reconstruir la dinámica de las comunidades vegetales de los últimos 5000 años, así como las características de la antropización desde la Prehistoria hasta la actualidad. Un paleopaisaje de pastizales vivaces dedicados a actividades ganaderas trashumantes y transterminantes define diferentes niveles de presión antrópica.

INTRODUCCIÓN

De acuerdo a los diagramas polínicos estudiados, los principales eventos antrópicos en el Valle del Lozoya, durante los últimos 5000 años, se relacionan con el establecimiento de cabañas ganaderas, la presión pastoral creciente y con la explotación maderera en épocas más recientes. La vocación ganadera de la Sierra de Guadarrama, en época moderna y contemporánea, se aprecia con gran claridad en todos las secuencias polínicas, donde el incremento de taxa nitrófilos antrópicos y antropozoógenos, así como de microfósiles no polínicos de afinidad coprófila, denotarían una fuerte presión pastoral sobre el paisaje, pueblos serranos ocupados desde la Edad Media hasta la actualidad, en los cuales la principal actividad económica siempre ha sido la ganadería.

MATERIALES Y MÉTODOS

Los muestreos en el yacimiento arqueopaleontológico de Pinilla del Valle se han realizado en las trincheras abiertas en las campañas del 2004 (cueva de la Buena Pinta) y del 2005 (abrigó de Navalmaillo). Los testigo analizados de las turberas, Peñalara, Rascafría y Tolla Collado de El Berrueco, se obtuvieron con una sonda manual tipo Rusa, alcanzando profundidades de 154cm, 60cm, 50cm, respectivamente. Para la extracción de los granos de polen se utilizó la metodología clásica y el residuo fue sometido a técnicas de enriquecimiento, mediante la concentración del polen por flotación en licor de Thoulet (densidad 2). La lectura de las muestras se realizó sobre un volumen de muestra de 40µm, llevando a cabo la contabilización tanto del contenido de polen como la de otros microfósiles no polínicos. Los microfósiles no polínicos, se han identificado siguiendo la tipología numérica establecida por la escuela de B. van Geel de la Universidad de Amsterdam (Holanda).

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Los estudios polínicos llevados a cabo han evidenciado que el patrón general de evolución vegetal durante el Holoceno, en el Valle del Lozoya, ha visto el paso desde unas condiciones más o menos forestales en sus inicios, caracterizadas por la profusión de pinares y melojares así como de otros elementos mesófilos como el abedul, a una progresiva apertura del medio forestal, con la consiguiente creación de espacios abiertos y la proliferación de unidades de paisaje relacionadas con la antropización del medio. Los primeros indicios claros de antropización se denotan con claridad en la secuencia de Rascafría (FRANCO MÚGICA *et al.*, 1998, GÓMEZ, 2007, RUIZ ZAPATA *et al.*, 2008) hacia el 4000 BP (*ca.* 3200 cal. BC), cuando se confirma la degradación progresiva del pinar, el desarrollo de formaciones arbustivas degradativas tipo brezal, al mismo tiempo que la flora nitrófila se hace abundante (*Asteraceae liguliflorae* y *tubuliflorae*, *Asphodelus*, *Papaver*, *Plantago coronopus*, etc.). Es precisamente en esta fecha (transición IV-III milenios cal. BC) cuando la cerealicultura es puesta de manifiesto con nitidez, a la vez que un proceso decidido de presión pastoral sobre el paisaje mediado por la presencia de ascosporas de especies coprófilas de la familia Sordariaceae y el desarrollo paralelo de pastizales antropozóogenos de gramíneas. Es necesario señalar que estos primeros indicios de antropización, en la secuencia de Rascafría, tendrían lugar a la vez que condiciones áridas se instalan en el medio, durante el Holoceno reciente, implicando la subida porcentual de las formaciones de quercíneas perennifolias así como de *Artemisia* y *Helianthemum*, todo ello en un periodo cultural situado entre el Neolítico final y el Calcolítico. La acción antrópica sobre el paisaje, de acuerdo a los datos polínicos, parece intensificarse a partir del 1830 BP, cuando se produce una regresión muy marcada de las formaciones forestales de *Pinus* (pinares), y un incremento muy significativo del porcentaje de diversos palinomorfos indicadores de antropización, caso de *Cichorioideae*, *Rumex*, *Asteraceae* indif., *Plantago lanceolata*, etc. La actividad antrópica, y su efecto sobre el bosque y la vegetación del área de estudio, son particularmente notables en la primera mitad del siglo XIX d.C., coincidiendo con los procesos desamortizadores de la época y etapas especialmente dedicadas a la deforestación (GÓMEZ, 2007). El aumento porcentual de polen de pino (*Pinus sylvestris* tipo), en los niveles más superficiales de la gran mayoría de los registros polínicos guadarrámicos, parece obedecer a la expansión del pinar como consecuencia de campañas de repoblación llevadas a cabo en toda la Sierra de Guadarrama a partir de finales del siglo XIX d.C., probablemente en forma de medidas proteccionistas de los bosques y de una disminución de las actividades agropecuarias tradicionales (GÓMEZ, 2007, RUIZ ZAPATA *et al.*, 2008).

REFERENCIAS

- FRANCO MÚGICA, F.; GARCÍA ANTÓN, M. & SAINZ OLLERO, H. (1998) – “Vegetation dynamics and human impact in the Sierra de Guadarrama, Central System, Spain”. *The Holocene*, **8** (1): 69 - 82.
- GÓMEZ, C. (2007) – “Actividad antrópica y vegetación en el Valle del Lozoya (Madrid) durante el Holoceno reciente”. Tesis Doctoral, Univ. de Alcalá, 449 pp.
- RUIZ ZAPATA, M.B.; GOMEZ GONZALEZ, C.; GIL GARCIA M.J.; LÓPEZ-SÁEZ, J.A.; BAQUEDANO, E.; PÉREZ GONZÁLEZ, A.: ARSUAGA, J.L. (2008) – “Comparación de las secuencias polínicas del Holoceno reciente del yacimiento arqueopaleontológico de El Calvero de la Higuera (Pinilla del Valle, Madrid) y de la turbera de Rascafría (Madrid)”. *Geotemas*. **10**: 1483-1486.

MODELOS PREDITIVOS EM SIG NA LOCALIZAÇÃO DE SÍTIOS ARQUEOLÓGICOS DE CRONOLOGIA MESOLÍTICA

C. Gonçalves¹

¹Núcleo de Arqueologia e Paleoecologia

Departamento de História, Arqueologia e Património, Faculdade de Ciências Humanas e Sociais, Universidade do Algarve
– Campus Gambelas
ceelin@hotmail.com

ABSTRACT

Despite the great amount of information acquired, during the last century, for the Mesolithic in Portugal, the patterns of choice for human settlement in this period are not yet clearly known, and still are a target of numerous debates.

This presentation provide new data on possible areas for human occupation in the lower region of Tagus valley during the late Mesolithic period (7500 - 5000 BP). The methodology followed is based on the utilization of Geographic Information Systems (GIS) as a predictive tool. This approach, which tries to combine two main archaeological sciences – Landscape Archaeology and Spatial Archaeology – with the virtues of computerized mapping of geographical variables, is now well established in the archaeological context.

RESUMO

Apesar da longa tradição dos estudos mesolíticos em Portugal, mais de um século, a análise comportamental dos últimos caçadores-recolectores do oeste peninsular apresenta enormes lacunas. A vasta quantidade de informação disponível, bem como o elevado grau de heterogeneidade dos dados, torna difícil a elaboração de padrões de ocupação. Através da criação de um modelo preditivo em SIG, procura-se estabelecer áreas de potencial arqueológico de cronologia mesolítica para a região do Vale do Tejo. Porém, ao realizar-se um trabalho que abrange simultaneamente duas ciências arqueológicas – *Arqueologia da Paisagem* e *Arqueologia Espacial* –, os métodos e técnicas a adoptar passa, inevitavelmente, pela reconstituição da paisagem e opções em termos de adaptabilidade ao meio no período Atlântico (7500-5000BP).

INTRODUÇÃO

As modificações climáticas e consequentemente ambientais ocorridas no planeta, especialmente em latitudes como a da Europa, na passagem do Plistocénico para o Holocénico despoletou um conjunto de fenómenos que tiveram um impacto profundo no modo de vida das comunidades humanas, nomeadamente no padrão de povoamento, nas estratégias de subsistência, e, por extensão, na organização sócio-cultural (Bicho, 2001, no prelo).

O trabalho desenvolvido que passou inevitavelmente pelo estudo da forma como os grupos humanos se adaptaram às transformações ecológicas da época pós-glaciar, em contexto paleoestuarino, pretende reconstruir os modelos de ocupação do território dos últimos caçadores-recolectores do Vale do Tejo (*vide* Figura 1), contribuindo para o conhecimento da reorientação do povoamento e da interacção do homem com o meio.

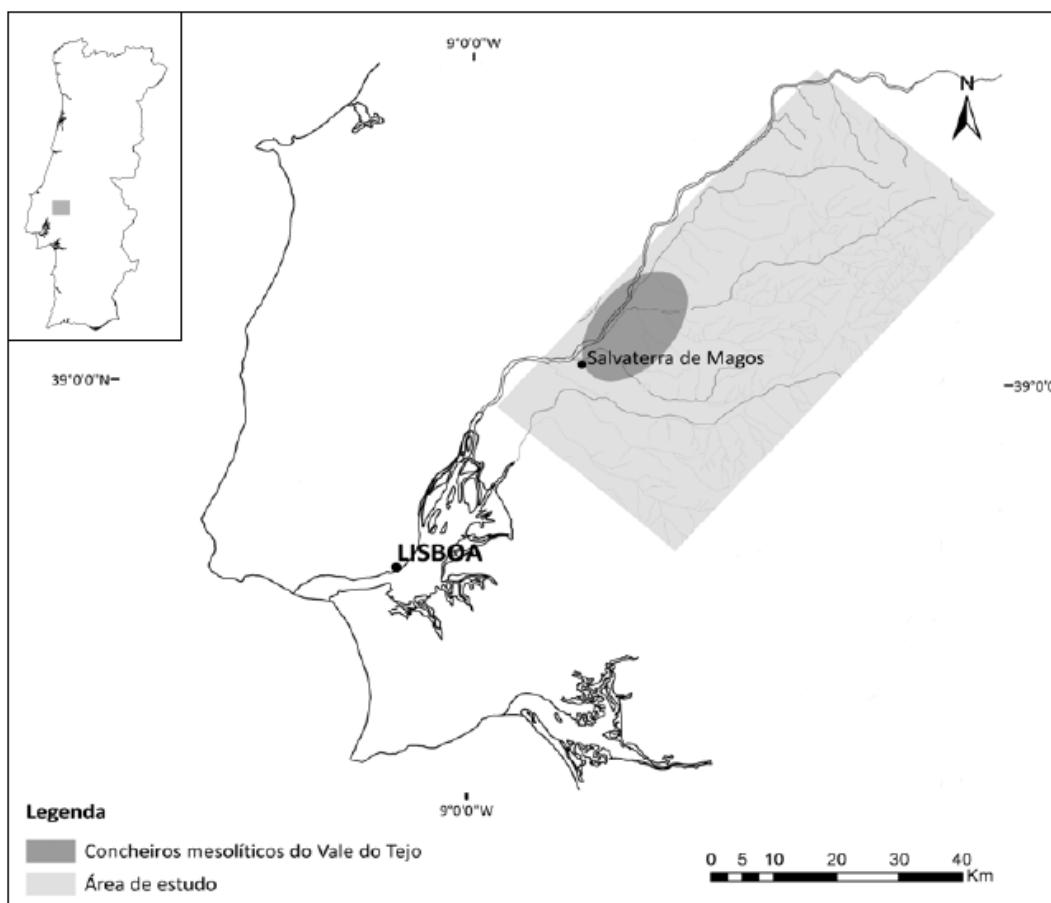


Figura 1. Localização dos concheiros mesolíticos do Vale do Tejo e área que o modelo preditivo abrange.

O MODELO PREDITIVO

Ao observar-se a distribuição dos concheiros mesolíticos, no actual território português, imediatamente constata-se a preferência por certas áreas – padrões de implantação. Partindo da premissa que existe um padrão nos lugares escolhidos pelas comunidades para se instalarem e/ou desenvolverem as suas actividades, elaborou-se um modelo preditivo.

A criação de modelos preditivos baseia-se em três pontos: a escolha dos locais é influenciada por características de ordem ambiental e/ou cultural; as condições do passado que levaram à fixação das comunidades encontram-se directa e/ou indirectamente, reflectidas na paisagem actual; e, sítios que se localizam numa mesma área de características geográficas idênticas têm tendência a depender de igual forma do meio que os rodeia (BAENA, BLASCO E QUESADA, 1999; CHURCH *et al.*, 2000; SANTOS, 2006).

A primeira fase do projecto visou a compilação bibliográfica e cartográfica dos concheiros mesolíticos de Muge, e posterior elaboração de uma lista dos parâmetros locacionais relevantes à cultura dos últimos caçadores-recolectores que ocuparam a bacia do Tejo – variáveis geológicas, geomorfológicas e topográficas – com o intuito de estabelecer uma relação entre essas variáveis (independentes) e a implantação dos sítios arqueológicos (variável dependente), tentando-se estimar de que forma influenciaram a localização de cada sítio.

Na segunda parte, que apresento resumidamente devido ao elevado grau de complexidade, procedeu-se à *consolidação e preparação dos dados*, uma vez que provêm de diferentes fontes (IGP, IAmB, entre outras); à *classificação das variáveis independentes*, a fim de testar a relação com a variável dependente e de que forma cada influenciam a distribuição da variável dependente; por fim fez-se o *teste às variáveis independentes*, concretamente, se o facto do concheiro se encontrar, por exemplo, a uma curta distância da ribeira não é casual (SANTOS, 2006).

A última fase do projecto, a extrapolação do modelo e a verificação *in situ* dos dados obtidos, uma vez que o modelo preditivo, embora projecte padrões do passado, não deve ser tido como o fim da investigação, será desenvolvida em Julho de 2009, e somente aí poderá-se avançar com a discussão dos resultados.

REFERÊNCIAS

- BAENA, J.; BLASCO, C.; QUESADA, F. (1999) – *Los S.I.G. y el análisis espacial en Aqueología*. Madrid: Ediciones de la Universidad Autónoma de Madrid.
- BICHO, N. (2001) - “Sistemas de povoamento, mobilidade e aproveitamento dos recursos naturais no território português durante a transição Plistocénico-Holocénico”. *Lusíada. Arqueologia, História da Arte e Património*, 1: 31-58.
- BICHO, N. (no prelo) – “Sistemas de povoamento, subsistência e relações sociais dos últimos caçadores-recolectores do Vale do Tejo”. *Estudos Arqueológicos de Oeiras*.
- CHURCH, B.; BRANDON, R. e BURGETT, G. (2000) – “GIS Applications in Archaeology: Method” in Search of Theory, in L. Westcott e J. Brandon (eds.), *Practical Applications of GIS for Archaeologist: A Predictive Modeling Kit*: 135-155. London-Philadelphia: Taylor & Francis.
- SANTOS, P. (2006) – *Aplicações de Sistemas de Informação Geográfica em Arqueologia*. Tese de mestrado, Universidade Nova de Lisboa

LATE QUATERNARY LANDSCAPES AND SEASCAPES OF PORTUGUESE ESTREMADURA: MIDDLE AND UPPER PALEOLITHIC SETTLEMENT

J. A. Haws¹, C. L. Funk², M. M. Benedetti³, N. F. Bicho⁴, J. M. Daniels⁵, B. S. Hockett⁶, M. Jeraj⁷

¹Dept of Anthropology, University of Louisville, Louisville, KY 40292

²6736 Columbus Ave., Richfield, MN 55423

³Dept. of Geography and Geology, University of North Carolina-Wilmington, Wilmington, NC 28403-5944

⁴FCHS, Campus de Gambelas, Universidade do Algarve, 8005-139 Faro, Portugal

⁵Dept. of Geography, University of Denver, Denver, CO 80208

⁶US Bureau of Land Management, Elko, NV 89801

⁷Dept. of Botany, University of Wisconsin-Madison, Madison, WI 53706

*Jonathan Haws; Email: jonathan.haws@louisville.edu; Tel: (502) 852-2423

ABSTRACT

Since 2005, we have conducted a multidisciplinary archaeological survey and testing program to study flexibility in human adaptation to changing coastal and pericoastal landscapes in the Late Pleistocene of Portuguese Estremadura. Variations in coastal productivity affected resource availability through space and time and survival of prehistoric populations living in these areas would have necessitated flexible adaptations. We use a multiscale landscape perspective for integrating regional and site data to interpret Paleolithic settlement patterns because geological and archaeological processes operate at many different temporal and spatial scales. Our results indicate that late prehistoric and historic land use has significantly impacted the archaeological record. Artifact concentrations dated to MIS 3 and 2 are associated with raised beaches, overwash mud deposits, tidal mud flats preserved in the coastal cliffs, eolian sand deposits in the diapiric valley and Cretaceous flint deposits in the uplands.

RESUMO

Desde 2005 que tem decorrido um programa de teste em conjunto com uma prospecção arqueológica multidisciplinar para estudar a flexibilidade nas adaptações humanas em ambientes costeiros e semicosteiros durante períodos de transformação e mudança durante o Pleitocénico Superior na Estremadura portuguesa. Variações na productividade costeira afectaram, no espaço e no tempo, a disponibilidade de recursos e, portanto, a sobrevivência das populações pré-históricas da área teria que ser marcada pela flexibilidade. Como os processos geológicos e arqueológicos funcionam em várias escalas espaciais e temporais, o projecto baseia-se numa perspectiva de escalas variáveis da paisagem de forma a integrar dados regionais e de sítio para permitir a interpretação de padrões de povoamento. Os resultados indicam que o uso da paisagem durante a Pré-história recente e em períodos históricos alterou significativamente o registo arqueológico anterior. Encontram-se concentrações de artefactos datados do MIS 3 e 2 associados a praias elevadas, a espraimento de depósitos vasos, a planícies de marés vasosas preservadas em falésias costeiras, a depósitos de areias eólicas em vales diapíricos e ainda a depósitos cretácicos de sílex nas zonas altas da região.

INTRODUCTION

The project began with the need to address several questions regarding the nature of Pleistocene coastal settlement. How was the littoral zone utilized? How were settlement, subsistence and technology organized? Where are sites located in relation to critical resources such as fresh water, flint, plants, and animals? How intensively was the coast settled? Are there periods when the coast was settled more intensively (e.g. during cold pulses of the Pleistocene when upwelling intensity reduced terrestrial biomass)? How does changing intensity of use inform us about the human/landscape/seascape interface? These problems are being investigated through a stratified survey and testing program in the Nazaré region. Our work integrates paleoenvironmental data from deep-

sea cores, pollen diagrams from regional lakes, bogs and relict coastal wetland features and charcoal from archaeological sites to reconstruct past vegetation. Organizational properties of mobile hunter-gatherer settlement patterns are understood through regional survey and site testing. The assimilation of diverse lithic, faunal, settlement, and active landscape data sets provides an understanding of how Paleolithic people utilized Late Pleistocene coastal landscapes, when people first settled the coast and whether or not diachronic shifts in settlement correspond to resource fluctuations induced by changing upwelling intensity. Data collected from archaeological and geomorphological survey, as well as existing digital landscape data was incorporated into a comprehensive GIS (ESRI ArcGIS 9.2).

ARCHAEOLOGICAL SURVEY

The Nazaré region was selected because it is an ideal location to investigate Paleolithic coastal adaptations. The region is marked by steep bathymetry offshore, uplifted fault blocks with raised beaches and limestone bedrock with abundant caves and rockshelters. In 2005-2008, the team surveyed three main areas: the littoral region north of Nazaré, the Cos/Montes uplands and the vicinity of the prehistoric lagoons near Famalicão. We walked a large transect between São Pedro de Muel and Nazaré along the coastal cliffs where Pleistocene deposits are visible. To the east and south, we targeted survey in Pleistocene deposits in the diapiric valley, uplands characterized by flint outcrops and limestone areas with potential for caves and rockshelters.

The survey landscape has been heavily modified by thousands of years of climatic and human forces. Reconstructing the paleolandscape inhabited by Paleolithic groups is made difficult by eolian dune formation and deflation, and fluvial and colluvial erosion resulting in the infilling of valleys and coastal lagoons. Villages and towns cover many of the prime habitation spots. Recent canalization of streams has drastically altered the physical landscape.

The project team mapped the location of numerous Middle and Upper Paleolithic artifact scatters (Figure 1). Many sites were found on exposed or deflated Pleistocene surfaces along the coast. One of the most significant sites found during the initial survey, Mira Nascente, was tested in 2005 and 2006. Located on a raised beach about 10 km north of Nazaré, this site yielded a collection of flint tools, cores and chipping debris in a discrete stratigraphic level immediately above a layer of smoothed quartz and quartzite beach pebbles. The sedimentary context indicates a fore dune associated with a tidal mud flat. The context of the artifacts and the extraordinary condition of the flake edges suggests a very well preserved occupation where spatially organized activities took place. The presence of Levallois flakes indicated a Middle Paleolithic occupation. OSL dates of ~40,000 BP places it just prior to Heinrich 4 during an interstadial sea-level highstand.

SUMMARY

MIS 3- Climatic instability, sea level fluctuations and tectonic uplift characterize MIS 3. Along the coast, raised beaches, overwash mud deposits, tidal mud flats have been preserved in the coastal cliffs (BENEDETTI *et al.* this conference). The survey has identified several localities along the coastal cliffs and diapiric valley from São Martinho do Porto to São Pedro de Muel, and the Rio Tornada and Rio Alcôa drainages. People (Neanderthals) were living on these landscapes as attested by Mira Nascente. Vale Pardo was likely occupied during MIS 3 but there is no preserved site structure. Most of the MIS 3 landscape is not preserved immediately inland from the shore. There are vestiges of Pleistocene sand deposits within the diapiric valley between Caldas da Rainha and Pataias. This dunefield probably began as a response to MIS 3 climatic instability.

Middle Paleolithic artifacts are very sparsely distributed on these landforms. Middle Paleolithic sites occur in uplands near Cretaceous flint raw material sources. Cave occupations are known from sites such as Gruta do Cabeço de Turquel.

MIS 2- Dunes are active from early MIS 2 through the Early Holocene. People are present at places like Fanhais, likely dated to the Gravettian. There are Gravettian occupations and workshops near the upland Cretaceous chert sources. During H2 sea level decreases and rivers begin downcutting and washing sediment out the Alcoa and Tornada. This process continues through the LGM. Thick gravel deposit are dated 15 kya. After H1 people continue to occupy the sands along tributary streams at sites like Valado, Quebrada dos Cravos (?), Field 90 (Sombra City) dated to the Magdalenian and Epipaleolithic. Also terraces above Cós, have evidence for Early Magdalenian occupation.

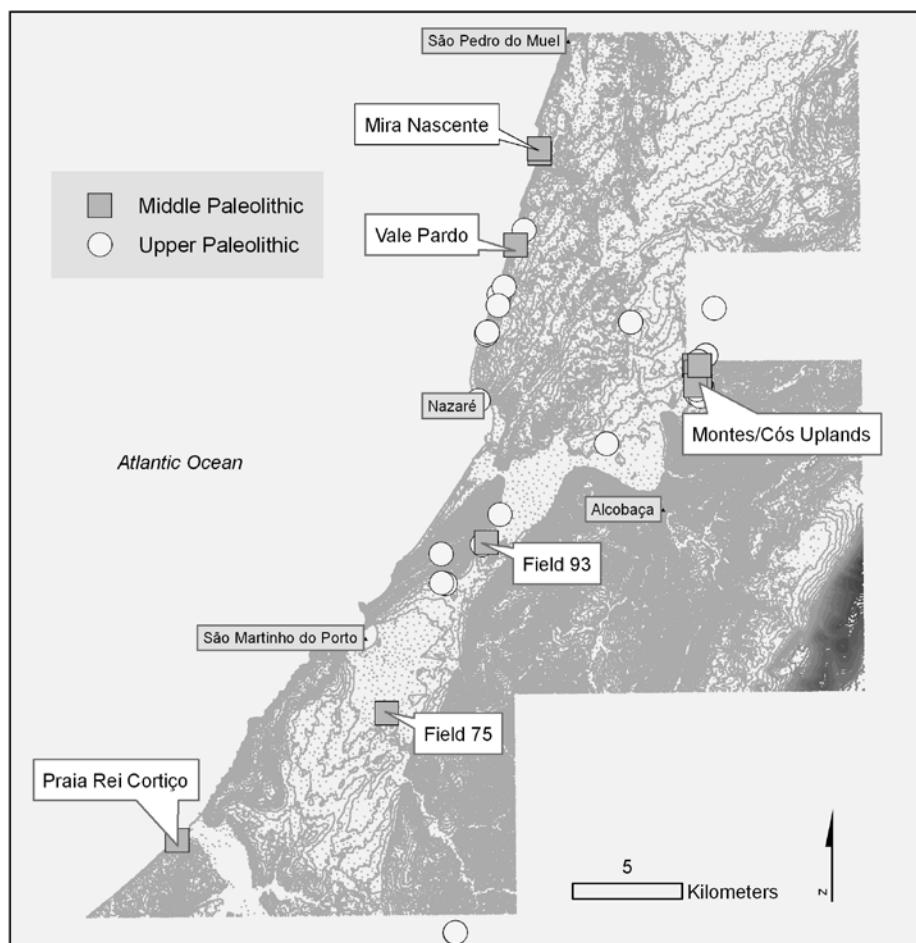


Figure 1. Map of study area in Portuguese Estremadura

TECNOLOGIA E TIPOLOGIA DA INDUSTRIA LITICA EM SÍLEX NOS CONCHEIROS DO VALE DO TEJO

A. B. Joaquinito¹

¹Instituição – Associação Portuguesa de Investigação Arqueológica (APIA)

anabela.joaquinito@apiap.pt

Doutoranda em Arqueologia e Pré-história pela Universidade de Salamanca

ABSTRACT

The silex lithic industry of the Tagus Valley shell middens has a important homogeneity in his typology; the differences resides in the internal percentage variation of artefacts and in the choice of the main artefacts in each shell midden. There are two choices, the first is the option for only a geometric, and that practically annuls the output of the remain geometrics, as in the case of shell middens Cabeço dos Morros, Cabeço da Amoreira and Vale da Fonte da Moça I and II. And, the second choice, the investment of the raw material in others artefacts with distinct or complementary functions of the geometrics (Moita do Sebastião e Cabeço da Arruda).

RESUMO

A indústria lítica em sílex dos concheiros do Vale do Tejo tem uma grande homogeneidade na sua tipologia, a diferença reside na variação percentual interna de utensílios, na escolha dos principais utensílios em cada concheiro. Existindo duas opções, a opção por um único geométrico, que praticamente anula a produção dos restantes geométricos no concheiro, como nos concheiros do Cabeço dos Morros, do Cabeço da Amoreira e os dos Vale da Fonte da Moça I e II. E a segunda opção, o investimento da matéria-prima em outros artefactos líticos com funções distintas ou complementares dos geométricos (Moita do Sebastião e Cabeço da Arruda).

CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A apresentação do estudo tipológico e tecnológico da indústria lítica incidirá nos seguintes pontos e nas questões abaixo enunciadas:

- Produtos e métodos de debitagem: as cadeias operatórias e a importância da debitagem laminar
- Utensilagem
- Aprovisionamento e economia da matéria-prima
- O sílex, como matéria-prima preferencial
- Diferenciação funcional inter-concheiros

A opção por um geométrico nos concheiros do Vale do Tejo, praticamente anula a produção dos restantes, no Cabeço dos Morros, o trapézio representa 35% dos artefactos, apenas 2,8% de triângulos, e o segmento de círculo é inexistente. Mas é no concheiro da Moita do Sebastião que a diferença numérica morfológica entre geométricos é mais evidente, dos 313 (22,3%) geométricos encontrados, 302 são trapézios.

O grupo dos geométricos do Cabeço da Amoreira apresenta uma particularidade, é o único concheiro do Vale do Tejo em que o triângulo é o geométrico principal (34,7% da totalidade de artefactos em sílex), os restantes concheiros dividem-se entre os trapézios, no que concerne aos concheiros “de base” Cabeço da Arruda e Moita do Sebastião e ao concheiro “de apoio” Cabeço dos Morros e os segmentos de círculo nos dois concheiros “de apoio” do Vale da Fonte da Moça. Deste conjunto de concheiros, o Vale da Fonte da Moça II é o único concheiro que tem um número idêntico de dois tipos de geométricos, embora o segmento de círculo prevaleça, mas com um diferencial percentual de somente 0,7% em relação ao triângulo. Nos restantes concheiros os valores representados pelos triângulos variam entre os 0,6% e os 3,2%.

Por motivo da destruição quase total do concheiro da Moita do Sebastião, somente as suas datações na fase final de ocupação se podem comparar, datações de 7300 ± 80 BP para o Cabeço da Amoreira (ROKSANDIC, 2006) e 7240 ± 30 BP para a Moita do Sebastião (LUBELL, 1986). Se a distância entre os concheiros é de somente 2 kms, a tipologia dos micrólitos geométricos representados são distintos, o Cabeço da Amoreira possui 34,4% de triângulos, 5,5% de trapézios e 3,3% de segmentos de círculo e a Moita do Sebastião com 21,5% de trapézios, 0,6% de triângulos e 0,2% de segmentos de círculo.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os elementos líticos sugerem que pelo menos dois grupos com funções distintas ocupavam os concheiros, num sistema de povoamento dividido por tarefas, justificando assim a escolha deliberada de um geométrico em concheiros com cronologia e localização semelhantes. A origem da variação da tipologia deve estar associada a factores de ordem funcional.

Verifica-se também uma variação na escolha de um tipo de utensílio retocado em silex em detrimento de outro, ou seja nos concheiros do Vale do Tejo a opção varia entre os geométricos ou as lamelas retocadas. A opção generalizada é o geométrico, porém o Cabeço da Arruda e a Moita do Sebastião contrariam essa norma, com um valor superior de lamelas retocadas em relação aos geométricos. Inclusive os restantes artefactos retocados no Cabeço da Arruda e Moita do Sebastião, possuem um valor superior ao dos geométricos, com 42,5% e 42,7% respectivamente, em comparação com os parcos 13,7% e 22,3% representados pelos geométricos, revelando um padrão diferente dos restantes concheiros do Vale do Tejo. Não se verifica uma tentativa de compensação da menor densidade de geométricos com outros instrumentos de semelhante funcionalidade, mas sim um investimento da matéria-prima em outros instrumentos com funções distintas ou complementares.

Tabela 1. Quadro de distribuição de artefactos nos concheiros do Vale do Tejo.

	Cabeço da Amoreira	Cabeço da Arruda	Moita do Sebastião	Cabeço dos Morros	Vale da Fonte da Moça I	Vale da Fonte da Moça II
Geométricos	47,1	13,7	22,3	40,1	32,6	33,7
Lamelas retocadas	22,4	43,8	35,0	27,6	9,6	19,2

O Cabeço da Arruda e a Moita do Sebastião produziram um número superior de instrumentos utilizados em actividades complementares ligadas à caça e à pesca, em detrimento dos geométricos. Populações que foram contemporâneas na fase final de ocupação, as datações realizadas na camada profunda do Cabeço da Arruda deram como resultado; 7040 ± 60 (ROKSANDIC, ROLÃO, 2006) e 7550 ± 100 (CUNHA e CARDOSO, 2002) e para a Moita do Sebastião entre 6810 ± 70 BP (LUBELL, 1986) e 7350 ± 350 (ROCHE, 1957).

A análise comparativa dos três arqueossítios parece indicar que os grupos que ocuparam os concheiros do Cabeço da Arruda e da Moita do Sebastião optavam mais frequentemente por retocar as peças não associadas ao grupo dos geométricos, enquanto os do Cabeço da Amoreira provavelmente as usavam de uma forma mais regular sem retoque.

Tabela 2. Quadro de distribuição de artefactos.

	Cabeço da Amoreira	Cabeço da Arruda	Moita do Sebastião
Lascas retocadas	11,7%	18,9%	22,1%
Raspadeiras e microraspadeiras	7,4%	7,3%	11,5%
Lâminas e lamelas retocadas	20,5%	36,5%	28,8%
	39,6%	62,7%	62,4%

A baixa densidade de geométricos na Moita do Sebastião e Cabeço da Arruda reflecte-se nos valores percentuais de microburis, apresentando os mais baixos dos concheiros do Vale do Tejo, com 1,1% de microburis para o Cabeço da Arruda e 2,4% para a Moita do Sebastião, dando origem a uma proporção de 1 microburil para 2,2 geométricos e 2,7 geométricos, respectivamente, situação distinta da existente no Cabeço da Amoreira em que cada microburil corresponde apenas a 0,7 geométrico (trabalhos arqueológicos de 2001/03) e 0,55 no Cabeço dos Morros. A superioridade numérica de microburis em relação aos geométricos registados no Cabeço dos Morros e no Cabeço da Amoreira é inédita nos concheiros do Vale do Tejo e Sado.

Tabela 3. Quadro de distribuição dos microburis nos concheiros do Vale do Tejo.

Proporção entre microburil – geométrico

Concheiros do Vale do Tejo	Proporção entre microburil – geométrico
Cabeço da Amoreira (2001/03)	1-0,7
Cabeço da Amoreira (anos 30/60)	1 -4,2
Cabeço dos Morros	1-0,55
Cabeço da Arruda ³	1- 2,2
Moita do Sebastião	1- 2,7
Vale da Fonte da Moça I	1- 1,4
Vale da Fonte da Moça II	1- 1,9

REFERÊNCIAS

- CUNHA, E.; CARDOSO, F. (2002). The osteological series from Cabeço da Amoreira (Muge, Portugal). *Bull. et Mém. de la Société d'Anthropologie de Paris*.n.s.t.**13**, 2001, 3-4.
- CUNHA, E., M.T. FERREIRA, M. ROKSANDIC, J.M. ROLÃO (2006). O retomar das escavações em Muge: novo material osteológico In *Do Epipapelítico ao Calcolítico na Península Ibérica. Actas do IV Congresso de Arqueologia Peninsular*, edited by N. Bicho, N H. Veríssimo. Faro: University of Algarve Press.
- LUBBELL, D. AND JACKES, M. (1985). Mesolithic-Neolithic continuity: Evidence from Chronologie and Human Biology. in *Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico*, INIC,v.1, pp.113-133. Lisboa.
- LUBBELL, D., M. JACKES, C. MEIKLEJOHN & H. SCHWARCZ (1986). New radiocarbon dates for Moita do Sebastião. *Arqueologia* **14**: 34-36.
- ROCHE, J. (1957). Première datation du Méolithique portugais par la méthode du Carbone 14. *Boletim da Academia das Ciências de Lisboa* **29**:292-298.
- ROLÃO, J. M. F., (1999) Del würm Final al Holocénico en el Bajo Valle del Tajo (complejo arqueológico mesolítico de Muge). Universidad de Salamanca, Facultad de Geografía e Historia, vol. I.
- ROLÃO, J.M., M. ROKSANDIC. (2006), The Muge Mesolithic complex: new results from the excavations of Cabeço da Amoreira 2001-2003 In *Shell middens in Atlantic Europe*, edited by N. Milner, O.E. Craig and G.N. Bailey, pp. 78-85. Oxford: Oxbow books.
- ROKSANDIC, M. Analysis of Burials from the New Excavations of the Sites Cabeço da Amoreira and Arruda (Muge, Portugal). In *Do Epipapelítico ao Calcolítico na Península Ibérica. Actas do IV Congresso de Arqueologia Peninsular*, edited by N. Bicho, N H. Veríssimo, pp. 43-54. Faro: University of Algarve Press.

LA COVA DEL RINOCERONT: UNA SECUENCIA DEL PLEISTOCENO MEDIO Y SUPERIOR EN EL LITORAL MEDITERRÁNEO

J. D. Luján ¹ y ², M. S. Borràs ²

¹ Ministerio de Ciencia e Innovación (MICINN) y Fundación Española para la Ciencia y Tecnología (FECYT). Department of Archaeology and Anthropology. University of Bristol. Faculty of Arts. 43 Woodland Road. Bristol BS8 1UU. United Kingdom

² GRQ (Grup de Recerca del Quaternari). SERP. Dpt. Prehistòria, H. Antiga i Arqueologia. Facultat de Geografia i Història. Universitat de Barcelona. C/Montalegre, 6. 08001 Barcelona. grupquaternari@hotmail.com

ABSTRACT

Cova del Rinoceront (Barcelona) is a sedimentary deposit with a long stratigraphy about 11m, and a very wide chronology from the Middle Pleistocene until the beginning of the Upper Pleistocene (isotopic stages 5a-7). In this karstic deposit there are abundant remains of fossil vertebrates with a special interest for the reconstruction of the palaeoenvironmental picture of the northeast of the Iberian Peninsula in the Mediterranean coast. There are also some stone tools that verify the older human presence.

RESUMEN

La Cova del Rinoceront (Barcelona) es un depósito sedimentario con una larga secuencia de más de 11m de potencia que abarca una amplia cronología entre el Pleistoceno Medio y el inicio del Pleistoceno Superior, durante los estadios isotópicos 5a y 7. En este depósito kárstico hay abundantes restos de grandes vertebrados de gran interés para la reconstrucción paleoambiental en la costa mediterránea del noreste peninsular, así como restos líticos que verifican la presencia de los grupos humanos durante el Paleolítico medio.

INTRODUCCIÓN

Las intervenciones arqueológicas que se están realizando en la Cova del Rinoceront se iniciaron el 2002, momento en el que se descubrió el yacimiento. Hasta el presente, los trabajos se han centrado en el estudio de la secuencia estratigráfica y de sus 8 niveles a partir del perfil del yacimiento, en la excavación del nivel I y en el tamizado de los sedimentos que se desprendieron.

Las excavaciones forman parte de un proyecto más amplio sobre el Pleistoceno en el litoral de Barcelona que se está realizando en el macizo del Garraf desde el Grup de Recerca del Quaternari del SERP de la Universidad de Barcelona, centrado en el estudio de los cambios climáticos y las ocupaciones humanas a través de un conjunto de yacimientos del Pleistoceno medio y superior.

LA COVA DEL RINOCERONT

La Cova del Rinoceront (Castelldefels, Barcelona) es el yacimiento más importante del conjunto de localidades pleistocenas que se localizan en el macizo del Garraf. Se halla ubicado en una antigua cantera de caliza, en las primeras elevaciones mesozoicas del conjunto montañoso y dista menos de un kilómetro de la línea de costa actual. La fisonomía de la cavidad actualmente está muy desfigurada debido a la actividad de la cantera, que ha destruido el relieve de la zona así como la entrada originaria de la cueva y parte del relleno. El cese de las actividades extractivas dejó la cavidad seccionada verticalmente desde la década de los sesenta, por lo que actualmente se observa su corte estratigráfico así como la totalidad del relleno (Figura 1.1.).

Desde el fin de la explotación de la cantera, la erosión y los agentes atmosféricos provocaron el desprendimiento de parte de los sedimentos así como de materiales arqueológicos y paleontológicos que se acumularon al pie de la cavidad y que permitieron

el descubrimiento del yacimiento el octubre del 2002. Estos sedimentos desprendidos fueron los que motivaron las primeras intervenciones entre los años 2002-2003 con el objetivo de valorar la cronología y los materiales del relleno (DAURA *et al.*, 2006). Posteriormente se restauró y condicionó la cavidad así como su entorno más inmediato con el objetivo de garantizar la seguridad de los trabajos arqueológicos y la protección del yacimiento.

ESTRATIGRAFÍA Y CRONOLOGÍA

La estratigrafía de la Cova del Rinoceront está formada por una columna de 11m de potencia y un total de 8 niveles identificados en el corte principal y definidos de techo a base. Las dataciones efectuadas hasta el momento permiten situar el yacimiento entre los 85 ka y los 212 ka, es decir, entre los estadios isotópicos 7 y 5a. La cronología del nivel superior, nivel I, se ha establecido a partir de fechas obtenidas por U-Th sobre una colada estalagmítica que sellaba la totalidad del relleno, así como diversas dataciones realizadas mediante la técnica de termoluminiscencia en el sedimento. La cronología de la base ha sido determinada en el nivel VII a partir de dataciones de aminoácidos (DAURA, 2008).

Las características de los sedimentos son indicativas de la formación del relleno. La fracción gruesa tiene su origen en los distintos desplomes de las paredes y de la vuelta de la cavidad, así como de la zona de fractura de la falla donde se formó la cueva. La matriz se ha originado mayoritariamente por la disolución de la propia fracción gruesa así como de la zona de fractura. La coloración del sedimento es muy homogénea en los distintos niveles identificados, en el que domina el color rojizo (Munsell HUE 2.5 YR 4/6; 4/8).

Los niveles se disponen con una clara pendiente en dirección hacia la entrada principal, hoy desaparecida, y los restos arqueológicos y paleontológicos se hallan *in situ*, sin desplazamiento de los elementos. En la larga secuencia estratigráfica se observan diversos tramos, un primero formado por los niveles I-III, donde se alternan brechas y conglomerados diferenciados por diversas caídas de bloques, un segundo tramo, localizado a la parte medial del depósito, con caídas de bloques más difusas y con presencia más abundante de lutitas. Finalmente, el tercero ocupa la base y muestra una sedimentación más propia del interior del karst, con una clara disminución de los aportes de paredes y techo.

RESTOS RECUPERADOS

Los restos arqueológicos procedentes de la Cova del Rinoceront provienen de la secuencia estratigráfica del yacimiento, de la que se ha excavado totalmente el nivel I, de un sondeo realizado en la base, así como de los sedimentos caídos del corte estratigráfico.

En los niveles inferiores (VI-VII-VIII) es visible, a través del corte estratigráfico dejado por la cantera, una carcasa de un vertebrado de grandes dimensiones, son visibles las costillas y la escápula en conexión anatómica. En el sondeo realizado, subyacente a estos restos, se documentaron partes esqueléticas de corzo (*Capreolus sp.*) y de tortuga mediterránea (*Testudo hermanni*).

En la parte media del yacimiento, que corresponde básicamente al nivel III, destacan dos unidades diferenciadas. En la base del nivel se observa parte de una extremidad anterior de rinoceronte (*Stephanorhinus sp.*) así como un fragmento de occipital. Por encima de estos restos, en la parte superior del nivel hay abundantes fragmentos de distintos caparazones de tortuga (*Testudo hermanni*) que han permitido definir este momento como *evento tortuga* y que podría estar relacionado con unas

condiciones ambientales óptimas (HERVET, 2000; JIMÉNEZ *et al.*, 1998), como podrían ser las del estadio 5e.

En la parte superior y cronológicamente más reciente, del estadio 5a, la excavación en extensión realizada en la totalidad del nivel I, con una superficie aproximada de 6 m² y una potencia de 1m, ha permitido recuperar unos 2.000 restos aproximadamente (Figura 1.2.). En este primer nivel las especies están dominadas por ciervo (*Cervus elaphus*), cabra (*Capra sp.*) y gamo (*Dama dama*). En menor número y respecto a los herbívoros, se ha documentado tan solo un individuo infantil correspondiente a un gran bóvido (*Bos* o *Bison*). Los carnívoros están muy poco representados, destaca el lince (*Lynx pardinus*) y un solo diente decidual de oso pardo (*Ursus arctos*). En este mismo nivel hay también presencia de tortuga (*T. hermanni*) así como de industria lítica.

En los materiales procedentes de los sedimentos caídos se recuperaron numerosos restos de grandes vertebrados e industria lítica. Probablemente la mayor parte de ellos proceden del nivel III y de la base del yacimiento.

Entre los restos recuperados destacan diversos fragmentos craneales, dentición y extremidades de como mínimo dos individuos adultos de rinoceronte (*Stephanorhinus sp.*). Entre los herbívoros hay también diferentes restos craneales y postcraneales de ciervo (*C. elaphus*), gamo (*Dama dama*) y cabra (*Capra sp.*) así como de un gran bóvido (*Bos* o *Bison*) que parece proceder de la base del yacimiento. Menos representados son los proboscídeos, de los cuales disponemos sólo de un articular.

Los carnívoros se hallan escasamente representados a partir de algunos restos dentarios y extremidades de hiena (*Crocuta sp.*) y de lince (*L. pardinus*). En cambio, el taxón mejor representado es la tortuga mediterránea, con un número mínimo de individuos de 10 y aproximadamente unos 1025 restos (DAURA *et al.*, 2006).

Entre estos sedimentos desplomados se documentaron también distintos artefactos líticos, aunque son escasos en número son suficientes para documentar la presencia humana en la cavidad o en las inmediaciones de la misma. La pieza más destacada es un núcleo de tamaño reducido, con una estructura morfotécnica bien definida que permite situarlo en los criterios técnicos que definen la talla *levallois* (DAURA *et al.*, 2005).

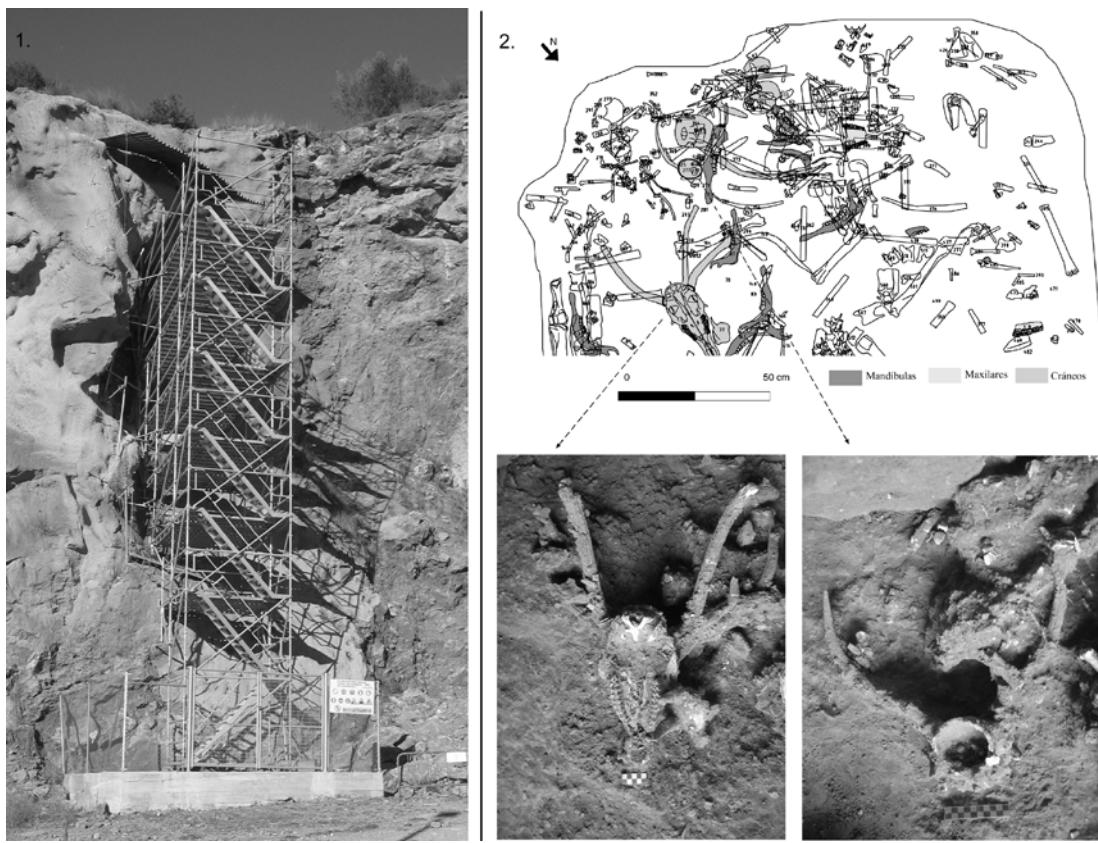


Figura 1.1. Cova del Rinoceront, cavidad seccionada por las actividades de la cantera. **1.2.** Detalle de la acumulación de restos óseos del nivel I, de entre los que destacan diversos cráneos de cérvidos.

CONCLUSIONES

La secuencia estratigráfica de la Cova del Rinoceront, con un total de 11 m, se sitúan entre los 85-212 ka (estadios isotópicos 5a-7). Se trata de uno de los yacimientos más destacados de la costa nordeste mediterránea, dada la escasez de registros de esta cronología así como también por la abundancia de restos de grandes vertebrados documentados hasta el momento.

A partir de la excavación del nivel I, así como de los restos recuperados en los sedimentos desprendidos, sabemos que el yacimiento es principalmente un cubil. De momento, está aun pendiente de determinar cual ha sido el carnívoro que ha generado esta acumulación, especialmente la del nivel I, ya que no se han recuperado restos de carnívoros, excepto los de lince, que se halla consumido con el mismo patrón que los herbívoros. Los restos recuperados apuntan a un transporte selectivo de las carcasas evidenciado por la falta de ciertas partes anatómicas en el yacimiento, especialmente del tronco.

La presencia humana realizada por los grupos del paleolítico medio es de tipo esporádica y se situaría en el contexto de muchos otros yacimientos de la Península Ibérica, como Trinchera Galería (CARBONELL *et al.*, 1999), cova de les Toixoneres (TISSOUX *et al.*, 2006), la cova 120 (TERRADAS y RUEDA, 1998) o la cova dels Ermitons (MAROTO, 1985), entre otros.

Por otro lado, los distintos taxones de cada uno de los niveles y su frecuencia son buenos indicadores sobre las oscilaciones climáticas durante el Pleistoceno superior, especialmente durante el estadio 5.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la colaboración del Ayuntamiento de Castelldefels y de la Generalitat de Catalunya (“Servei d’Arqueologia i Paleontología”, “Departament de Mines” y AGAUR: 2006EXCAVA00012). Proyecto “Els Primers Pobladors de Garraf-Ordal i eix del Llobregat” dentro del SERP de la UB (SGR2005-00299; HUM2004-00600; HAR2008-00103). Con el apoyo del “Comissionat per a Universitats i Recerca del Departament d’Innovació, Universitats i Empresa de la Generalitat de Catalunya” y del “Fons Social Europeu” con una beca predoctoral FI (M. Sanz) y una posdoctoral del MICINN mediante la FECYT (J. Daura).

REFERENCIAS

- CARBONELL, E.; ROSAS, A.; DÍEZ, J.C. EDS. (1999). *Atapuerca: ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería.* Memorias. Arqueología en Castilla y León, 7. Junta de Castilla y León.
- DAURA, J. (2008). *Caracterització arqueològica i paleontològica dels jaciments plisiocens del massís del Garraf-Ordal i curs baix del riu Llobregat.* Tesi doctoral. Universitat de Barcelona.
- DAURA, J., SANZ, M., VAQUERO, M. (2005). El Pleistoceno de la Cova del Rinoceront (Castelldefels, Barcelona). *O Paleolítico. Actas do IV Congresso de Arqueología Peninsular* (N. Ferreira Bicho, ed.), Faro, setembre 2004. Universidade do Algarve. Promontoria Monográfica, 02: 217-227.
- DAURA, J.; SANZ, M.; FONT, O.; BUDÓ, J. (2006). Restes fòssils de *Testudo hermanni* al massís del Garraf. *Butlletí de la Societat Catalana d'Herpetologia*, 17: 9-20.
- HERVET, S. (2000). Tortues du Quaternaire de France: critères de determination, répartitions chronologiques et géographique. *Mésogée*, 58: 3-47
- JIMENEZ, E.; CARDOSO, J. L.; CRESPO, E. G. (1998). Presencia de *Agrionemys* (=*Testudo*) *hermanni* (Gmelin, 1789) en el Paleolítico Medio de la Gruta Nova da Columbeira (Bombarral, Província de Extremadura, Portugal). *Svd. Geo. Salamanca*, 34: 123-139.
- MAROTO, J. (1985). Un jaciment prehistòric a l'interior del massís de l'Alta Garrotxa: la Cova dels Ermitons. *Vitrina*, 1: 38-48.
- TERRADAS, X.; RUEDA, J. M. (1998). Grotte 120: un exemple des activités de subsistance au Paléolithique moyen dans les Pyrénées orientales. A J.-Ph. Brugal, L. Meignen i M. Patou-Mathis (eds): *Économie préhistorique: les comportements de subsistance au Paléolithique*, pp. 349-362. Sophia Antipolis: Éditions APDCA.
- TISSOUX, H.; FALGUERES, CH.; BAHAIN, J.-J.; ROSELL, J.; CEBRIA, A.; CARBONELL, E.; SERRAT, D. (2006). Datation par les séries de l'Uranium des occupations moustériennes de la grotte des Teixoneres (Moià, province de Barcelone, Espagne). *Quaternaire*, 17(1): 27-33.

EL REGISTRO DEL PLEISTOCENO SUPERIOR EN EL LITORAL DE BARCELONA: RELLENOS EN DOLINAS, CUEVAS Y TERRAZAS FLUVIALES

J. D. Luján ¹ y ², M. S. Borràs ²

¹ Ministerio de Ciencia e Innovación (MICINN) y Fundación Española para la Ciencia y Tecnología (FECYT). Department of Archaeology and Anthropology. University of Bristol. Faculty of Arts. 43 Woodland Road. Bristol BS8 1UU. United Kingdom

² GRQ (Grup de Recerca del Quaternari). SERP. Dpt. Prehistòria, H. Antiga i Arqueologia. Facultat de Geografia i Història. Universitat de Barcelona. C/Montalegre, 6. 08001 Barcelona. grupquaternari@hotmail.com

ABSTRACT

In the Barcelona coast there are archaeological and paleontological sites with a wide chronology from the Middle Pleistocene until the Upper Pleistocene. In these deposits there are abundant remains of fossil vertebrates and stone tools from the Middle and Upper Palaeolithic, which provide information about the palaeoenvironmental reconstruction in the Mediterranean coast. The archaeological sites from this area are in different sedimentological deposits, on the one hand, there are karstic deposits essentially found in the Garraf massive, like dolines, caves and shafts, and on the other hand, the fluvial deposits. Those sites provide a long stratigraphical and chronological sequence between the isotopic stages 7 and 2 (LGM).

RESUMEN

En el presente trabajo se dan a conocer una serie de yacimientos arqueológicos y paleontológicos del Pleistoceno superior en el litoral de Barcelona. La mayor parte de estas localidades han proporcionado abundantes restos de grandes vertebrados de gran interés para la reconstrucción paleoambiental del litoral mediterráneo, así como restos líticos del Paleolítico medio y superior que atestiguan la presencia de los grupos humanos.

Los yacimientos se sitúan en contextos sedimentarios diferenciados, especialmente significativos son los que se hallan en el karst del macizo del Garraf, tales como dolinas, cuevas y simas, y en menor presencia aquellos que se sitúan en las terrazas fluviales de algunas ríos. El conjunto de todas estas localidades permite realizar una secuencia cronología y estratigráfica completa entre los estadios isotópicos 7 y 2 (LGM).

INTRODUCCIÓN

Los terrenos cuaternarios de los alrededores de Barcelona son ampliamente conocidos desde finales del siglo XIX, especialmente a partir de la investigaciones realizadas desde el Museo Geológico del Seminario de Barcelona (ALMERA, 1883) en motivo de la elaboración del Mapa Geológico (ALMERA, 1891). A mediados del siglo XX, se precisaron algunos de los registros sedimentarios (SOLÉ, 1963) y los restos paleontológicos de la región (VILLALTA Y CRUSAFONT, 1950), aunque no fue hasta la década de los años setenta y ochenta cuando se realizaron las primeras excavaciones (VIÑAS Y VILLALTA, 1975; MORA, 1988) y estudios de materiales (GRACIA, 1990).

A partir del conocimiento de estos registros, desde el año 2000 y desde el *Grup de Recerca del Quaternari* del SERP de la Universidad de Barcelona, se está llevando a cabo un proyecto de investigación sobre el Cuaternario en esta región, concretamente en el macizo kárstico del Garraf, así como también en los ríos y ríos que atraviesan el conjunto montañoso.

Las prospecciones realizadas hasta el momento han permitido descubrir una serie de yacimientos inéditos que cronológicamente se sitúan entre los estadios 7 y 2, tales como la Cova del Rinoceront, la Cova del Coll Verdaguer, las Terrazas de la Riera dels Canyars, las Dolinas de les Alzines o las terrazas de la Riera de Sant Llorenç (Figura 1).

Además se han revisado materiales procedentes de intervenciones antiguas y se han reanudado los estudios en yacimientos ya conocidos, como el caso de la Cova del Gegant.

El conjunto de las localidades permite precisar aspectos que hacen referencia a los restos paleontológicos, a las ocupaciones humanas, a la sedimentología, a la vegetación y a la cronología de los yacimientos.

DEPÓSITOS Y REGISTROS DEL PLEISTOCENO SUPERIOR

Actualmente el Cuaternario de esta región se está trabajando a partir de un total de 7 yacimientos que están en distintos grados de investigación, desde la excavación hasta el estudio de los materiales. A continuación presentamos, ordenados cronológicamente, las localidades más significativas:

La *Cova del Rinoceront* (Castelldefels), una cavidad desarrollada en las calizas cretácicas del macizo del Garraf, se sitúa aproximadamente a menos de 1km de la línea de costa actual, justo en el contacto del conjunto montañoso con la llanura aluvial del delta del Llobregat. Se trata del yacimiento más relevante del conjunto de localidades tanto por la gran cantidad de restos recuperados como por su larga secuencia. Cronológicamente abarca desde finales del Pleistoceno medio a inicios del superior, entre los estadios isotópicos 7 y 5a. Seccionada por una antigua cantera, la *Cova del Rinoceront* muestra un relleno estratigráfico de 11m de potencia de la que proceden abundantes restos de grandes vertebrados e industria lítica del tecnocomplejo del Paleolítico medio (DAURA *et al.*, 2005).

Los restos de grandes vertebrados son indicativos de las oscilaciones climáticas que señalan, a grandes rasgos, los estadios isotópicos. Así, por ejemplo, en la parte media del yacimiento, que probablemente correspondería al estadio 5e, abundan los restos de tortuga mediterránea (*Testudo hermanni*) procedentes del nivell III (DAURA *et al.*, 2006). En la parte superior del yacimiento, concretamente en el nivel I (estadio 5), el conjunto faunístico está dominado por *Cervus elaphus*, *Dama dama* y *Capra* sp, mientras que otros taxones, como *Testudo hermani*, están poco representados.

Cronológicamente más reciente es la *Cova del Gegant* (Sitges), cavidad que actualmente se encuentra parcialmente inundada por el mar, utilizada como cubil de carnívoros y frecuentada por los neandertales. Se trata de un yacimiento que se sitúa cronológicamente entre los estadios isotópicos 3 y 4 del cual se dispone de una amplia y rica lista faunística. Además, de este mismo yacimiento procede uno de los pocos restos de *Homo neanderthalensis* (DAURA *et al.*, 2005) de Cataluña.

Desde el punto de vista paleoambiental, los restos recuperados son ligeramente diferentes de la *Cova del Rinoceront*, ya que en este caso el conjunto faunístico está dominado por los caballos de talla grande (*Equus caballus*) y de talla pequeña (*Equus hydrennus*) así como grandes bóvidos (*Bos/Bison*). Los grandes vertebrados reflejan principalmente un nicho caracterizado por espacios abiertos y de llanura, de un momento frío, mientras que las especies propias de zonas de montaña son escasas en el yacimiento.

La *Cova del Coll Verdaguer* (Cervelló) es una cavidad desarrollada también en las rocas mesozoicas del macizo del Garraf, pero a unos 15km de la costa y localizada en una zona boscosa y forestal. La cavidad fue utilizada como mina de calcita esparática a principios del siglo XX, hecho que permitió descubrir el yacimiento, el cual tiene su acceso original completamente sellado por el relleno sedimentario. En la cueva se diferencian dos espacios, el exterior, conocido como *Sala Sal de Llop*, que fue utilizado durante el estadio isotópico 3 como cubil por parte de los carnívoros y también por los homínidos mediante visitas esporádicas. Los restos de grandes vertebrados de esta zona están dominados por el caballo (*Equus caballus*), el ciervo (*Cervus elaphus*) y la cabra

(*Capra* sp), mientras que el espacio interior de la cueva, la *Sala dels Ursus*, funcionó como guarida por parte del oso pardo (*Ursus arctos*) durante el estadio 2 (DAURA, 2008).

El yacimiento cronológicamente más reciente es el de las *Terrazas de la Riera dels Canyars* (Gavà). Éste se halla a unos 5km de la costa en una antigua gravera ubicada dentro del conjunto de depósitos fluviales que forman parte del curso medio de la Riera de Canyars; riera que presenta un corto recorrido de 10km aproximadamente con régimen torrencial.

El conjunto está formado por restos de grandes vertebrados del estadio isotópico 2, correspondientes al LGM, dominados por el caballo (*Equus caballus* y *Equus hidruntinus*) y los grandes bóvidos (*Bos* o *Bison*). La presencia de estos taxones junto con otros y la ausencia de algunas especies son indicadoras de un momento frío en el litoral de Barcelona. Además el yacimiento ha proporcionado restos de industria lítica del Paleolítico superior. En esta misma línea estaría el recientemente excavado yacimiento de las terrazas de la *Riera de Sant Llorenç* (Viladecans) que ha proporcionado abundantes restos craneales y postcraneales de mamut (*Mammuthus* sp), así como caballo (*Equus caballus*) y ciervo (*Cervus elaphus*), entre otros.

Finalmente, aún por precisar cronológicamente, se hallan dos yacimientos en dolinas, ambos muy próximos, que se localizan en la penillanura del macizo del Garraf. El primero es la *Dolina de l'Esquerda de les Alzines* (Begues-Vallirana), una dolina de disolución, con abundantes restos recuperados de industria lítica pero sin restos de fauna. El segundo yacimiento es la *Dolina II de les Alzines* (Begues-Vallirana), a unos 500m del primero, y con un relleno de tipo brechas y conglomerados con abundantes restos de fauna del Pleistoceno inferior.

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Los resultados obtenidos del total de los 7 yacimientos en proceso de excavación en el macizo del Garraf permiten elaborar una secuencia cronoestratigráfica y de los restos de grandes vertebrados durante el Pleistoceno superior en el litoral barcelonés, además de documentar diferentes depósitos en esta zona, como dolinas, cuevas y terrazas fluviales.

En el lapso de tiempo en que se sitúan la mayor parte de localidades, entre los estadios isotópicos 7 y 2, durante los cuales los restos de grandes vertebrados son indicadores de los cambios climáticos y las áreas de captación de los yacimientos. Lo más relevante es la alternancia de taxones en función de las condiciones climáticas y la ausencia y/o presencia de algunos taxones así como el número de individuos recuperados.

Así, por ejemplo, en los momentos fríos, como los estadios 3 y 4, el registro paleontológico está normalmente dominado por los caballos, *Equus caballus* y *Equus hidruntinus*, junto con los grandes bóvidos (*Bos/Bison*), mientras que las especies de espacios montañosos como *Capra* son minoritarios. Esto nos indica que las áreas de captación se centran en espacios llanos y abiertos.

En los momentos más cálidos, los yacimientos reflejan un aumento en numero de individuos de restos de tortuga mediterránea (*Testudo hermanni*), que no se halla presente en los momentos más fríos. En cambio, en los estadios frescos, como el 5a, los conjuntos están dominados por ciervos, gamos y cabras, mientras que las tortugas son presentes pero no son abundantes.

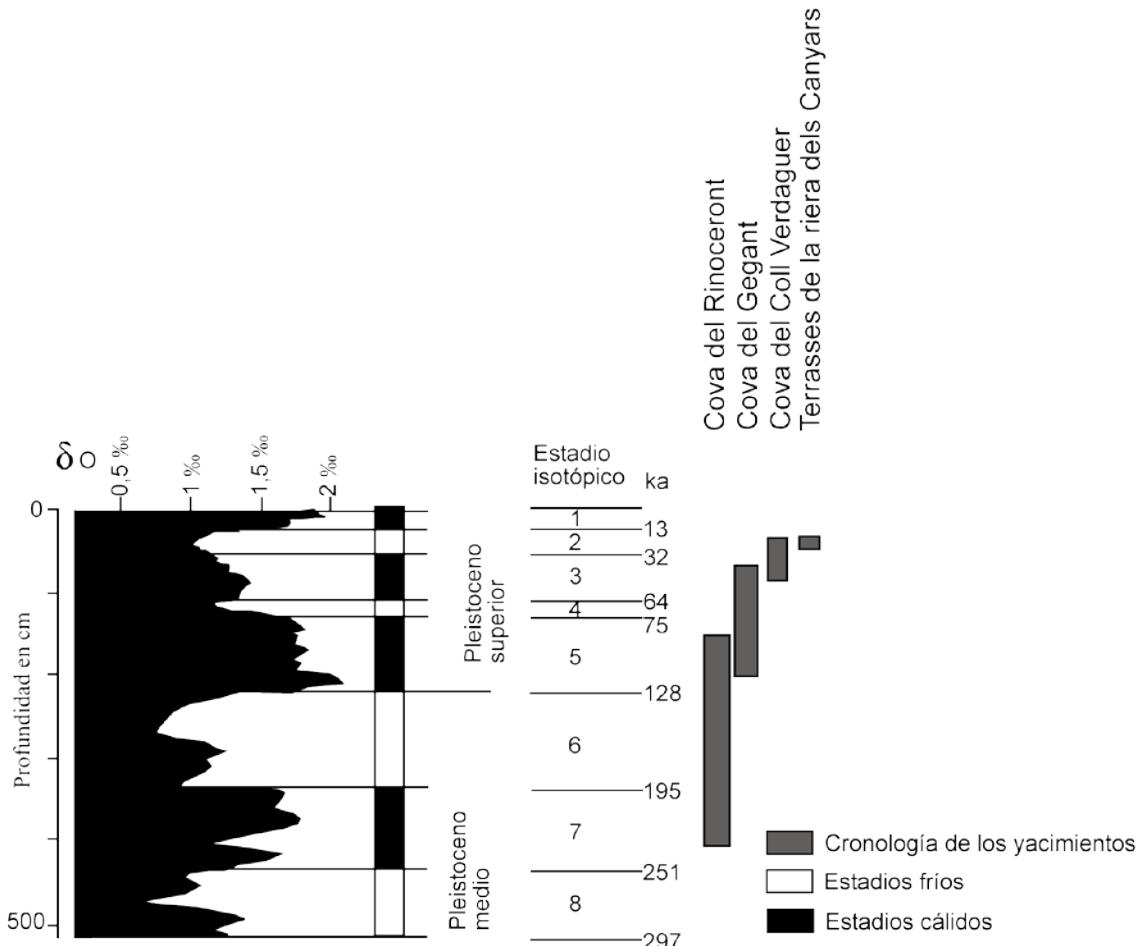


Figura 1. Cronología y secuencia de los principales yacimientos del macizo del Garraf.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la colaboración del Ayuntamiento de Castelldefels y de la Generalitat de Catalunya (“Servei d’Arqueologia i Paleontología”, “Departament de Mines” y AGAUR: 2006EXCAVA00012; 2007ACOM00017; 2008ACOM00016). Proyecto “Els Primers Pobladors de Garraf-Ordal i eix del Llobregat” dentro del SERP de la UB (SGR2005-00299; HUM2004-00600; HAR2008-00103). Con el apoyo del “Comissionat per a Universitats i Recerca del Departament d’Innovació, Universitats i Empresa de la Generalitat de Catalunya” y del “Fons Social Europeu” con una beca predoctoral FI (M. Sanz) y una posdoctoral del MICINN mediante la FECYT (J. Daura).

REFERENCIAS

- ALMERA, J. (1883). Descubrimiento importantísimo. La presencia del Mamut (*Elephas primigenius* Cuvier) en las riberas del Bajo Llobregat. *Crónica Científica*, VI: 362-362.
- ALMERA, J. (1891). *Mapa geológico-topográfico de la provincia de Barcelona. Región I o de los contornos de la capital, con la explicación somera en la misma hoja*. Escala 1: 40 000. 1era edición. Barcelona.
- DAURA, J. (2008). *Caracterització arqueològica i paleontològica dels jaciments plisiocens del massís del Garraf-Ordal i curs baix del riu Llobregat*. Tesi Doctoral. Universitat de Barcelona, 674 pp.
- DAURA, J., SANZ, M., FONT, O., BUDÓ, J. (2006). Restes fòssils de *Testudo hermanni* al massís del Garraf. *Butlletí de la Societat Catalana d’Herpetologia*, 17: 9-20.

- DAURA, J., SANZ, M., VAQUERO, M. (2005). El Pleistoceno de la Cova del Rinoceront (Castelldefels, Barcelona). *O Paleolítico. Actas do IV Congresso de Arqueologia Peninsular* (N. Ferreira Bicho, ed.), Faro, setembre 2004. Universidade do Algarve. Promontoria Monográfica, **02**: 217-227.
- DAURA, J., SANZ, M., SUBIRÀ, E., QUAM, R., FULLOLA, J., ARSUAGA, J.L. (2005). A Neandertal mandible from the Cova del Gegant (Sitges, Barcelona, Spain). *Journal of Human Evolution*, **49**: 56-70.
- GRÀCIA, M^a. V. 1990. Tres asentamientos Paleolíticos en la Valle Inferior del Llobregat. *Estrat*, **2**: 88 pp.
- MORA, R. (1988). *El paleolítico medio en Catalunya: yacimientos en cueva y al aire libre*. Tesi Doctoral. Universitat de Barcelona, 888 pp.
- SOLÉ, LL. (1963). Ensayo de interpretación del Cuaternario barcelonés. *Miscel·lania Barcinonesia*, **2**: 7-54.
- VILLALTA, J. F DE, CRUSA FONT, M. (1950). Un nuevo yacimiento pleistocénico en Castelldefels. Nota preliminar. *Estudios Geológicos*, **6**: 275-285.
- VIÑAS, R., VILLALTA, J. F. DE (1975). El depósito cuaternario de la Cova del Gegant. *Speleon*. Monogràfic del V Symposium de Espeleología: 19-33.

EVIDENCIAS DE OCUPACIÓN HUMANA EN CUEVA MAYOR (SIERRA DE ATAPUERCA, BURGOS) DURANTE LA EDAD DEL BRONCE A PARTIR DE LA CARACTERIZACIÓN DE LÁMINAS OSCURAS EN ESPELEOTEMAS

M. B. Muñoz-García¹, A. I. Ortega^{2,3}, J. Martín-Chivelet¹, M. J. Turrero⁴, J. L. Arsuaga⁵

¹ Dpto. Estratigrafía, Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 MADRID, ESPAÑA, nbmunoz@geo.ucm.es, j.m.chivelet@geo.ucm.es

² Universidad de Burgos, Dpto. Ciencias Históricas, 09001 BURGOS, ESPAÑA, paleonto@ubu.es

³ Grupo Espeleológico Edelweiss. Excma. Diputación Provincial de Burgos. C/ Paseo del Espolón s/n. 09081 BURGOS

⁴ Ciemat. Dpto. Medio Ambiente, 28040 MADRID, ESPAÑA, mj.turrero@ciemat.es

⁵ Dpto. Paleontología, Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 MADRID, ESPAÑA, jlarasuaga@geo.ucm.es

ABSTRACT

The internal microstratigraphy of speleothems from Cueva Mayor (Sierra de Atapuerca Karst) frequently shows distinctively dark, micro- to millimetre-scale layers. These dark layers have a notable geoarchaeological interest as they could be related to human activities inside the caves during Prehistory. This work concentrates in a cluster of those layers, identified in several stalagmites and constrained to the 4600 to 2900 yr BP interval by means of Th-230 radiometric age-dating. These layers are mainly formed by dark-stained calcite but contain variable amounts of monetite, charcoal and bone. According to their composition, two main types of layers have been identified: those enriched in microcharcoal, and those containing monetite, a phosphatic mineral derived from bat guano. The former are interpreted to be related with the periods of human occupancy during the Bronze Age, previously reported by the archaeological remains.

RESUMEN

La microestratigrafía interna de los espeleotemas de Cueva Mayor (Karst de la Sierra de Atapuerca) con frecuencia muestra láminas con tonos marcadamente oscuros de espesor micro a milimétrico. Esas láminas tienen un notable interés geoarqueológico, ya que pueden estar relacionadas con actividad humana en períodos prehistóricos. Estudiamos aquí un conjunto de esas láminas, identificado en varias estalagmitas y desarrollado, de acuerdo a dataciones U/Th, entre 4600 y 2900 años BP. Las láminas están formadas básicamente por calcita teñida de color oscuro, pero contienen también cantidades variables de monetita, restos carbonosos y de hueso. Se pueden distinguir dos tipos principales de láminas: las que contienen restos microscópicos de carbón u hollín, y las que presentan monetita, mineral fosfático derivado del guano de murciélagos. Las primeras se relacionan con la actividad humana que se produce durante la Edad de Bronce, y que ya había sido reconocida por los trabajos arqueológicos.

INTRODUCCIÓN

La estratigrafía interna de las estalagmitas de Cueva Mayor (Karst de la Sierra de Atapuerca) presenta una llamativa concentración de láminas oscuras intercaladas. Algunas de estas láminas aparecen aisladas y otras aparecen agrupadas formando paquetes de calcita de color gris oscuro a negro. Este trabajo, que se enmarca en un estudio más amplio de análisis paleoclimático, tiene como objetivo caracterizar algunos de estos paquetes desde una perspectiva microestratigráfica, petrológica y geocronológica, y analizar sus posibles implicaciones paleoambientales y geoarqueológicas. En concreto se persigue estudiar el potencial de estas láminas oscuras para la discriminación de períodos de ocupación humana de las cuevas.

La Sierra de Atapuerca presenta una intensa ocupación durante la Prehistoria reciente (ORTEGA, 2009), destacando Cueva Mayor por situar en el sector de la actual entrada (Portalón) un importante asentamiento de las gentes del Neolítico y Edad del

Bronce (ORTEGA *et al.*, 2008; CARRETERO *et al.*, 2008) y la Galería del Sílex por representar un Santuario Prehistórico durante este periodo (APELLÁNIZ Y URIBARRI, 1976; APELLÁNIZ Y DOMINGO, 1987). Existen muchas otras evidencias de ocupación en el resto de galerías de la cavidad (MARTÍN *et al.*, 1981, GARCÍA *et al.*, 2004).

Las excavaciones realizadas en el sector del Portalón muestran una interesante secuencia de la Edad del Bronce (CLARCK, 1979; MÍNGUEZ, 2005), en donde destacan la presencia de hogares o niveles quemados. Por su parte el registro polínico ha permitido determinar además varios niveles de incendio (RUIZ ZAPATA *et al.*, 2003), en un momento en el que se documentan evidencias de cierto cambio climático hacia condiciones más secas (desaparecen todos los taxones acuáticos) y hacia una paisaje más abierto y más deforestado. Restos de hogueras o combustión de madera se registran también en el interior de las galerías, destacando las representaciones rupestres negras de la Galería del Sílex realizadas con carbón, con dos dataciones que corresponden a Fases del Bronce medio e inicial (GARCÍA *et al.*, 2005). En este trabajo trataremos de estudiar el crecimiento de los espeleotemas de esta misma época y la información que aportan las láminas oscuras de Cueva Mayor.

MATERIALES Y MÉTODOS

Se han estudiado las láminas oscuras de cuatro stalagmitas procedentes de Cueva Mayor. Una de ellas, CM4, procede de la Galería de las Estatuas mientras que las otras tres se recogieron en la Galería del Sílex. Todas las muestras estaban caídas en el momento del muestreo.

CM4 es una stalagmita casi cilíndrica de 240mm de longitud. Comenzó a crecer sobre un sustrato rico en materia orgánica y fragmentos de carbón. Contiene una gruesa lámina oscura que ocupa todo el milímetro 18. También conserva dos de estas láminas, más finas, entre los mm 32 y 34, y otra aislada alrededor del mm 78.

SLX3 corresponde a un trozo de stalagmita de 305mm de largo. Presenta una forma similar a un cono invertido. El ápice de la stalagmita es totalmente plano. El diámetro de la muestra varía entre 3cm en la base y 5,5cm en la parte más ancha, cerca del ápice. Presenta varias láminas oscuras entre los milímetros 0 y 15.

SLX4 corresponde a un fragmento de stalagmita de 203mm con morfología cilíndrica irregular con el ápice convexo. Presenta un abigarrado conjunto de láminas oscuras entre los milímetros 42 y 59.

Las siglas SLX6 corresponden a una stalagmita de morfología aproximadamente cilíndrica y ápice convexo y achatado recogida sobre uno de los clastos que forman el cono de derrumbes que cierra la antigua entrada natural de la Galería del Sílex. Esta stalagmita mide 432mm de largo y está finamente laminada. Presenta una fina lámina oscura en el milímetro 28 y un conjunto oscuro más difuso entre los milímetros 62 y 66.

El estudio petrográfico se ha realizado en el Laboratorio de Microscopía del Dpto. de Estratigrafía de la UCM. Para ello se ha utilizado un microscopio Nikon Eclipse E400Pol con luz polarizada. Este microscopio lleva acoplada una lámpara de mercurio de super alta presión de 100W y filtro para estudiar la luminiscencia UV (EX330-380, DM400 y BA420) junto con una cámara de fotos digital. Para este estudio también se ha utilizado el microscopio electrónico de barrido JEOL JM-6400 de las instalaciones del Centro de Microscopía y Citometría de la Universidad Complutense de Madrid. Los periodos de crecimiento de láminas oscuras se han datado por el método de U-Th en la Universidad de Minnesota. La preparación de las muestras se ha llevado a cabo según el procedimiento descrito por EDWARDS *et al.* (1987) y DORALE *et al.* (2005). La medida de las relaciones isotópicas se ha realizado en un espectrómetro de masas con fuente de

plasma (ICP-MS) Finnigan-MAT según el procedimiento propuesto por SHEN *et al.* (2002).

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

El estudio petrográfico de estas láminas ha permitido comprobar que algunas de ellas contienen pequeñas cantidades de carbón (Figura 1A). El carbón es un material opaco a la luz transmitida y no presenta luminiscencia al ser excitado con longitudes de onda UV. Estas láminas que aglutan los fragmentos carbonosos en una matriz de calcita también presentan en ocasiones alguna traza de cuarzo y hueso (Figura 1B). Cave destacar que láminas bastante similares a las aquí descritas, con restos de carbonos, han sido descritas en Polonia por GRADINSKI *et al.* (2003), quienes las relacionaron con la presencia de hogares dentro de la cavidad.

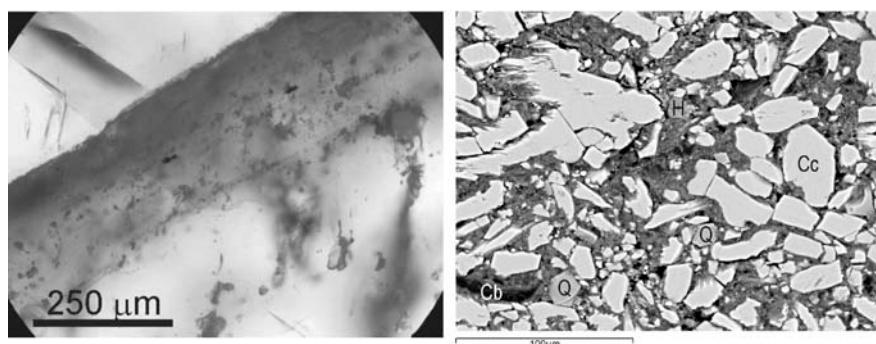


Figura 1. Aspecto microscópico de las láminas oscuras que contienen restos carbonosos. (A) El microscopio petrográfico de luz transmitida permite reconocer láminas porosas con inclusiones opacas de morfología plana. (B) Gracias al microscopio electrónico de barrido se observan, además de la calcita porosa (Cc), los restos de carbón con morfología aplanada (Cb), pequeños fragmentos de cuarzo (Q) y hueso (H).

En otras láminas oscuras "de visu" no ha sido posible reconocer ningún fragmento de carbón. Estas láminas presentan un aspecto muy corroído (Figura 2A), además de una luminiscencia amarilla-naranja o blanca, al contrario que las anteriores. El análisis por difracción de rayos X ha permitido encontrar trazas de monetita ($\text{Ca}(\text{HPO}_4)$). La monetita es el producto deshidratado de la brushita ($\text{Ca}(\text{HPO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), un bifosfato que se forma principalmente por el lixiviado de guano de murciélagos (HILL Y FORTI, 1997). La monetita aparece en estas láminas como masas cristalinas de aspecto alveolar (Figura 2B).

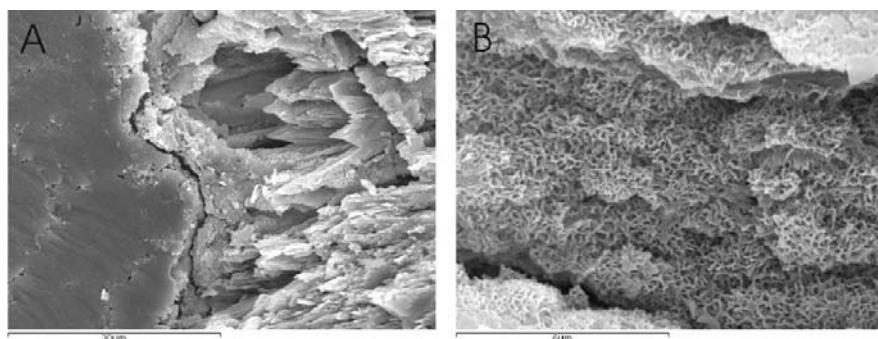


Figura 3. (A) Aspecto de una lámina oscura con monetita en el microscopio electrónico de barrido. El crecimiento de la estalagmita es de derecha a izquierda. La calcita aparece muy corroída por debajo de la lámina oscura mientras que el crecimiento continúa con calcita columnar normal por encima. (B) Típico aspecto al microscopio electrónico de barrido de la monetita que aparece en este tipo de láminas.

En función de su composición, distinguimos dos tipos principales de láminas oscuras. El primer tipo contiene restos microscópicos de carbón u hollín y está probablemente relacionado con las actividades humanas en la cavidad. El segundo tipo presenta trazas de monetita, mineral fosfático derivado del guano de murciélagos. Las colonias de murciélagos no suelen ocupar cuevas que están siendo intensamente utilizadas por los humanos. Este estudio permite por tanto dividir las láminas oscuras entre las que están relacionadas con presencia humana dentro de la cueva y las que la excluyen.

La mayor parte de las láminas oscuras de las cuatro estalagmitas se concentra en el periodo de tiempo comprendido entre 3700 y 3300 a BP, que coincide con el periodo de ocupación del Bronce medio y antiguo de la cueva. Las restantes son láminas oscuras aisladas datadas alrededor de 4600, 4000 y 2900 a BP. La distribución de estas láminas se relaciona con la intensidad y variabilidad de la ocupación durante la Edad del Bronce, con especial incidencia en algunos sectores del interior de la Galería del Sílex.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo desarrollado en el marco del proyecto CGL2007-60618-BTE (MICINN) y las ayudas PR-2007-0111 y PR-2007-0197. Este trabajo es una contribución al Grupo de Investigación UCM-CM-910198. Los autores expresan su agradecimiento a R.L. Edwards y X. Wang (Univ. Minnesota), M.A. Martín Merino (G.E.E., Burgos) y F. Coruña, G. Herrero y B. del Moral (Univ. Complutense).

REFERENCIAS

- APELLÁNIZ, J. M. & DOMINGO, S. (Eds.) (1987): Estudios sobre Atapuerca (Burgos) II. Los materiales de superficie del Santuario de la Galería del Sílex. *Cuadernos de Arqueología de Deusto* **10**: 342 pp.
- APELLÁNIZ, J. M. & URIBARRI, J. L. (1976): Estudios sobre Atapuerca (Burgos) I. El Santuario de la Galería del Sílex. *Cuadernos de Arqueología de Deusto* **5**: 201 pp.
- CLARK, G. A. (Ed.) (1979): The North Burgos Archaeological Survey. Bronze and Iron Age Archaeology on the Meseta del Norte (Province of Burgos, North-Central Spain). *Anthropological Research Papers* **19**: 307 pp.
- CARRETERO, J.M.; ORTEGA, A. I.; JUEZ, L.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; PÉREZ-MARTÍNEZ, R. ORTEGA, M.C. & ARSUAGA, J.L. (2008): A Late Pleistocene—Early Holocene archaeological sequences of Portalón de Cueva Mayor (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain). *Munibe (Antropología y Arqueología)* **59**: 93-106
- GARCÍA, M.; MARTÍN, J.; ORTEGA, A. I. & MARTÍN, M. A. (2004): Grafismo rupestre postpaleolítico en la Sierra de Atapuerca (Burgos): Salón del Coro, Galería del Silo, Galería Baja, Galería de las Estatuas y Cueva del Silo. *Espacio, Tiempo y Forma, Serie I, Prehistoria y Arqueología* **14** (2001): 227-259.
- GARCÍA DIEZ, M.; MARTÍN I UXAN, J.; MARTÍN MERINO, M.A. & ORTEGA MARTÍNEZ, A.I. (2005) - "The Galería del Sílex (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain): AMS radiocarbon dates of post-palaeolithic rock art". *Rock Art Research* **22**(1): 17-21.
- GRADZINSKI, M.; GÓRNY, A.; PAZDUR, A. & PAZDUR, M.F. (2003) - "Origin of black coloured laminae in speleothems from the Krakow-Wielun Upland, Poland", *Boreas* **32**(3): 532-542.
- HILL, C.A. & FORTI, P. (1997) - "Cave minerals of the world", National Speleological Society, Huntsville, Alabama, USA, pp. 439.
- MÍNGUEZ, M. (2005): Estudios sobre Atapuerca (Burgos): III. Los materiales del Bronce Final de "El Portalón" de Cueva Mayor. *Cuadernos de Arqueología de Deusto* **20**: 384 pp.
- ORTEGA, A. I.; JUEZ, L.; CARRETERO, J. M.; ORTEGA, M. C.; ARSUAGA, J. L. & PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (2008): El Neolítico en la nueva secuencia estratigráfica del yacimiento del Portalón de Cueva Mayor (Sierra de Atapuerca, Burgos). En M. S. Hernández, J. A. Soler., J. A. López (Editores): *IV Congreso de Arqueología Peninsular*, MARQ, Museo Arqueológico de Alicante. Diputación de Alicante, Alicante, 221-229 pp.
- ORTEGA MARTÍNEZ, A.I. (2009): Evolución geomorfológica del Karst de la Sierra de Atapuerca (Burgos) y su relación con los yacimientos pleistocenos que contiene. Tesis Doctoral, Universidad de Burgos. *Inédita*, 624 pp. Anexo Documentación Planimétrica (113 planos)
- RUIZ ZAPATA, M.B.; ORTEGA MARTÍNEZ, A.I.; DORADO VALIÑO, M.; VALDEOLMILLOS RODRÍGUEZ, A.; GIL GARCÍA, M.J.; ARSUAGA FERRERAS, J.L.; CARRETERO DÍAZ, J.M.; MARTÍNEZ MENDIZÁBAL, I. & PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (2003) - "Vegetational history during Bronze and Iron Ages in Portalón Cave (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain)". In: M.B. Ruiz Zapata *et al.* (Eds.) *Quaternary climatic changes and environmental crises in the Mediterranean Region*: 99-106.

EL YACIMIENTO ARQUEOLÓGICO DEL PLEISTOCENO SUPERIOR DE COVA EIRÓS (TRIACASTELA, LUGO, ESPAÑA)

X. P. Rodríguez¹, A. de Lombera^{1,2}, T. Lazuel³, R. Fábregas², A. Grandal-d'Anglade⁴

¹ Institut català de Paleoecologia Humana i Evolució Social (IPHES). Area de Prehistòria, Universitat Rovira i Virgili, Tarragona (España). alombera@prehistoria.urv.cat; josepedro.rodriguez@urv.cat

² Grupo de Estudos para a Prehistoria do Noroeste (GEPN). Dpto. de Historia I. Universidade de Santiago de Compostela. Pza. da Universidade 1. 15782 Santiago de Compostela (España). ramon.fabregas@usc.es

³ Dpto. de Ciencias Históricas. Univ. Cantabria. Avda. de los Castros, s/n. 39005 Santander (España). talialazuen@hotmail.com

⁴ Laboratorio Xeolóxico de Laxe. 15168, O Castro, Sada, A Coruña (España).

ABSTRACT

In this paper we deal with the preliminary results of the 2008 season of excavations at Cova Eirós. In the test-pit A, by the cave entrance, two archaeological levels (2 and 3) were identified, containing lithics and faunal remains assigned to the Upper Pleistocene. Test-pit B, dug in the talus outside the cave, only furnished an archaeological level (layer C), possibly formed by materials removed from within the cave. The lithic assemblage from level 3 belongs to Mode 3, attesting Levallois, discoidal and Kombewa flaking techniques and a differential management of lithic raw materials. As to the evidence from layer 2 plus certain elements from level C, they could indicate a later occupation, possibly belonging to the Upper Paleolithic.

RESUMEN

En este trabajo presentamos los resultados preliminares de la campaña de excavación realizada en 2008 en el yacimiento de Cova Eirós. En la cata A (en la boca de entrada a la cueva) se identificaron dos niveles arqueológicos (nivel 2 y nivel 3), con materiales líticos y fauna, adscritos al Pleistoceno superior. En la cata B, realizada en el talud exterior de la cueva, fue identificado un único nivel (nivel C), probablemente formado por la remoción de los niveles del interior de la cueva. El conjunto lítico del nivel 3 ha sido adscrito al Modo 3, con estrategias de explotación Levallois, discoide y Kombewa y una gestión diferencial de las materias primas líticas. Los indicios del nivel 2 y ciertos elementos del nivel C pueden indicar una ocupación posterior, posiblemente adscrita al Paleolítico Superior.

INTRODUCCIÓN:

El yacimiento de Cova Eirós está situado en Triacastela (Lugo), a 780 metros s.n.m. La cavidad, que se abre al exterior en la ladera NNW del Monte Penedo (Serra do Ouribio) sobre calizas del Cámbrico inferior, tiene una boca de la entrada de 3,5 metros de ancho y 2m. de altura y un desarrollo total 104 metros de longitud. El descubrimiento de restos de úrsidos durante la década de 1980 llevó a la realización de diversas campañas de excavación, que proporcionaron alrededor de 4.000 restos de *Ursus spelaeus*, pertenecientes a un número mínimo de 43 individuos (GRANDAL, 1993). Una datación por C14 AMS de un hueso de oso proporcionó una fecha de 24.090 ± 440 años BP, mientras que una costra estalagmítica situada por debajo del nivel paleontológico fue datada en 117.252 ± 75.438 años BP (GRANDAL & VIDAL ROMANÍ, 1997). En 1993 se realizó en la entrada de la cueva un sondeo de 1m², en el marco del “Proyecto Arqueológico Val do Sarria-Val do Mao”, con el hallazgo de más de 550 artefactos líticos, adscritos al Paleolítico superior y medio (NOGUEIRA, 1997). En 1994 se realizó otra intervención paleontológica en el tramo final de la cavidad. En 2008 se efectuó una nueva excavación arqueológica, en el marco del proyecto “Ocupaciones humanas durante el Pleistoceno de la Cuenca media del Miño” (FÁBREGAS *et al.*, 2009). Esta intervención consistió en la realización de dos sondeos. En primer lugar se excavó una cata de 2x2

metros (Cata A) a unos 2 metros de la entrada de la cueva, que integró en una de sus cuadrículas el sondeo de 1993. La sucesión estratigráfica identificada fue la siguiente:

- Nivel Superficial. Tierra orgánica muy suelta y bioturbada. Potencia de 10-15cm.

- Nivel 1: Arenas finas amarillentas, escasamente compactadas con estratificación laminar subhorizontal. Límites superiores e inferiores netos. Potencia: 10-23cm.

- Nivel 2: Nivel franco-arcilloso de color anaranjado con mayor compactación que el nivel superior. Presenta dos facies diferenciadas: en la parte superior las arenas son más puras, sin concreciones y su límite inferior está marcado por pequeñas placas de caliza; en la parte inferior aparecen varios clastos subangulosos de caliza de pequeño tamaño (3-5cm) y muy carbonatados, llegando a formar una costra, más compactada en la parte sur. Límite inferior ondulado y neto. Potencia: 34-45cm. Nivel arqueológico.

- Nivel 3: Nivel de arcillas de color marrón y pequeñas gravas de caliza, con una compactación y homogeneidad mucho mayor que el nivel suprayacente. En su base, con la misma matriz que en la parte superior, la arcilla aparece mucho más carbonatada y hay mayor presencia de clastos calizos subangulosos de pequeño tamaño. Durante la excavación no se llegó a agotar la potencia de este nivel. Nivel arqueológico.

En las cuadrículas del sector oeste de la Cata A se localizaron dos silos, en los que aparecieron restos cerámicos (de época medieval y moderna), faunísticos y líticos, posiblemente procedentes de los niveles pleistocenos desmantelados durante la construcción de los silos. La presencia de los silos y de la cata del sondeo de 1993, redujeron considerablemente la superficie de sedimentos pleistocenos conservados, pudiendo excavar solamente una cuadrícula completa y una zona de unos 50cm². En el talud exterior de la cueva se realizó una segunda cata (Cata B) de 1 x 1,5 metros con el objetivo de conocer la extensión de las ocupaciones y la potencia sedimentaria del relleno, así como la posible correlación estratigráfica con los niveles de la Cata A. En la Cata B, bajo un nivel estéril de arenas finas y sellado por placas de caliza, se localizó un único nivel arqueológico cuya potencia no fue agotada debido a la riqueza en restos líticos y óseos.

RESULTADOS DE LA INTERVENCIÓN

Durante la intervención realizada en 2008 fueron recuperados 941 registros líticos y faunísticos, asociados a los niveles Pleistocenos. En la cata Cata A el Nivel 2 proporcionó 90 objetos líticos y 298 óseos, mientras que en el Nivel 3 fueron recogidos 101 objetos líticos y 193 restos de fauna. En cuanto a las materias primas líticas hay un claro predominio del cuarzo (87% en el nivel 3 y 93% en el nivel 2), aunque también aparecen objetos de cuarcita, cristal de roca y sílex. El cuarzo es de procedencia local, mientras que la cuarcita de grano fino (cantos fluviales), el cristal de roca y el sílex tienen origen alóctono. La industria lítica del nivel 2 se caracteriza por su pequeño formato (promedio de 18,1x14,63x7,7mm.), y por el predominio de los productos de talla, con un 47,7% de Bases Positivas (lascas), un 11,1% de lascas fracturadas, un 7,8% de fragmentos de lascas y un 31,1% de fragmentos de talla indeterminables. Solo localizamos un núcleo de cuarzo, con talla multifacial ortogonal, y muy escasos elementos retocados (BN2GC), todos ellos en cuarzo. Los productos presentan escasa corticalidad, lo que unido a la escasez de núcleos, percutores y lascas retocadas señala la presencia de cadenas operativas fragmentadas. Este nivel ha proporcionado pocos elementos diagnósticos de cara a realizar una adscripción cronocultural, aunque debemos tener presente la escasa superficie excavada.

Los restos de fauna son de pequeño tamaño y muy fragmentados. La composición del espectro faunístico incluye restos de ciervos y corzos (*Capreolus capreolus*), además

de otros mamíferos de pequeño tamaño y aves. Entre los carnívoros destacan varias piezas de la dentición superior de un individuo del género *Canis* de tamaño grande, así como una falange y un metápodo que podrían pertenecer a un lobo (*Canis lupus*), aunque de pequeñas dimensiones. En el nivel 2 localizamos también falanges de oso pardo (*Ursus arctos*), diferenciadas netamente de los restos de oso de las cavernas (*U. spelaeus*) del yacimiento paleontológico del interior de la cueva y de este mismo nivel (11 restos). Los restos de *U. spelaeus* podrían interpretarse como procedentes del interior de la cavidad (aunque no presentan indicios de transporte, quizás por ser aportados por otros animales). Varias piezas de dentición decidual de esta última especie pudieron depositarse *in situ* en la entrada.

La industria lítica del nivel 3 está tallada sobre todo en cuarzo (87,1%), seguido por la cuarcita. El tamaño promedio de los artefactos es de 24,7x21,8x10,7mm. El análisis preliminar de la industria indica una gestión diferencial de las rocas. Las cadenas operativas están fragmentadas, con presencia mayoritaria de productos de talla y de soportes retocados, y una reducida representación de percutores (1,8%) y núcleos (0,9%). Las categorías dominantes son las Bases Positivas (49,5%) y los fragmentos (16,8%). Destaca el notable porcentaje de elementos retocados, todos ellos en cuarzo (9,9%), entre los que sobresalen raederas y denticulados, seguidos por los raspadores y los becs (Figura 1). El único núcleo recuperado es multifacial con talla ortogonal. No obstante, hemos identificado productos Levallois (Figura 1) (entre ellos puntas), discoidales y de tipo Kombewa. Cabe destacar el alto porcentaje de talones multifacetados (24,4%) y bifacetados (16,3%). Las características de este conjunto permiten adscribirlo al Modo 3, con predominio de las estrategias de explotación predeterminadas, sobre todo en cuarcitas de grano fino. En este sentido resalta la importancia de los productos Levallois y la escasa presencia de discoidales, normalmente más ligados a los conjuntos basados en la explotación del cuarzo, como por ejemplo las estaciones adscritas al Modo 3 en la Depresión de Monforte de Lemos (Lugo), donde la existencia de productos Levallois es más restringida, frente a los numerosos núcleos y productos discoidales en cuarzo y en cuarcitas de grano fino (FÁBREGAS *et al.*, 2007; 2008).

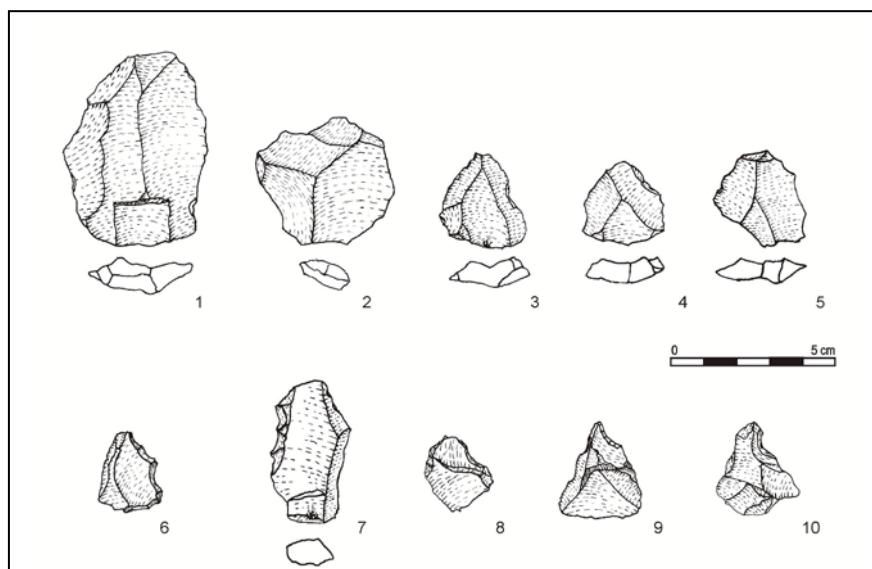


Figura 1. Industria lítica del Nivel 3 (Cata A) de Cova Eirós: productos Levallois en cuarcita (1-3); lascas en cuarzo (4,5); lascas retocadas en cuarzo: denticulados (6, 7), raspador (8), becs (9-10)

Los restos óseos del Nivel 3 presentan un alto grado de fragmentación, lo que dificulta su identificación taxonómica. Algunos bordes de fractura y desgastes de los huesos podrían ser debidos a un acto intencional y muchos de ellos tienen marcas de corte en sus superficies, lo que apuntaría al factor antrópico como principal agente de la acumulación. Entre los herbívoros están representados los ciervos. También aumenta el número de restos de oso de las cavernas que, como en el Nivel 2, podrían proceder del yacimiento del interior de la cueva, aunque tampoco presentan indicios de rodamiento. La mayoría de restos de úrsidos de este nivel corresponden a individuos neonatos (dientes deciduales). La presencia de un fragmento de molar con la morfología similar a la de rinoceronte (*Rhinocerotidae*) permite suponer que algunos restos óseos correspondientes a un individuo de talla muy grande pertenecen también a esta familia. No obstante, el grado de fragmentación tanto del molar como de los restos óseos no permite alcanzar un resultado concluyente.

En la cata B fue identificado un nivel arqueológico (nivel C) con materiales líticos y óseos (321 y 144 efectivos respectivamente). El conjunto lítico presenta una tendencia similar a la identificada en la Cata A, tanto por la variedad de materias primas, con dominio del cuarzo (93%) sobre la cuarcita y el cristal de roca, como por la presencia de cadenas operativas fragmentadas. En los restos óseos se observa una mezcla de especies y de estados de fosilización que podría indicar que el origen de este nivel es por remoción de los estratos localizados en la cata A. El conjunto lítico comparte con el nivel 2 (Cata A) una variedad litológica semejante y ciertos aspectos técnicos (lascas de reavivado de planos de percusión de prismas de cristal de roca, fragmentos de láminas, etc.) y tipológicos, como la presencia de un buril en cristal de roca y un perforador. Ciertos elementos pueden considerarse propios del nivel C, como la presencia de un tipo específico de cuarcita de grano fino y de productos de talla Levallois y discoidal. Por tanto, y a la espera de nuevos datos que permitan realizar una correlación estratigráfica entre las dos catas, el nivel C podría ser un nivel alterado, formado por la remoción de los estratos de la Cata A.

CONCLUSIONES

A la espera de dataciones absolutas, planteamos que el nivel 3 corresponde a una ocupación del Pleistoceno Superior, con un conjunto lítico de Modo 3, caracterizado por estrategias de explotación Levallois, discoide y Kombewa y una gestión diferencial de las materias primas, según las necesidades tecnológicas, estrategias identificadas en otros conjuntos del Paleolítico medio del NW de la Península Ibérica (DE LOMBERA, 2005): la cuarcita de grano fino y los cuarzos de muy buena calidad se utilizan para la producción Levallois y discoidal, dejando los cuarzos de menor calidad para la explotación unipolar y ortogonal. El espectro faunístico, con presencia de ciertas especies extintas (*U. spelaeus*, *Rhinocerotidae*), remite a los yacimientos del Pleistoceno Superior del NW peninsular.

Los indicios del nivel 2 y ciertos elementos del nivel C pueden indicar una ocupación posterior, adscrita al Paleolítico Superior. En este sentido, encontramos una diferencia en la gestión de los recursos líticos, por demanda de nuevas materias primas como el cristal de roca y el sílex, adecuados para los nuevos sistemas de producción laminar, tendencia propia de yacimientos del Paleolítico Superior del NW peninsular (VILLAR, 1997). La desaparición de los productos Levallois y discoidales en el nivel 2, así como la presencia de láminas y fragmentos de láminas en cristal de roca, y productos de acondicionamiento de la explotación de los prismas serían indicios de sistemas técnicos del Modo 4. En las estrategias de configuración también se observa un cambio con la presencia de morfotipos propios del Paleolítico superior. Esta adscripción ya fue

propuesta para los niveles superiores de la entrada por los responsables de la intervención de 1993 (NOGUEIRA, 1997).

AGRADECIMIENTOS

La intervención arqueológica en Cova Eirós fue realizada gracias al apoyo del Ministerio de Ciencia e Innovación (HUM2007-63662) y del Ayuntamiento de Triacastela (Lugo).

REFERENCIAS

- FÁBREGAS, R., LAZUÉN, T., DE LOMBERA, A., PEÑA, J. A., PÉREZ ALBERTI, A., RODRÍGUEZ, X. P., RODRÍGUEZ, C. y TERRADILLOS, M. (2007): "Novos achados paleolíticos no interior de Galicia. A Depresión de Monforte de Lemos e as súas industrias líticas." *Gallaecia* 26: 7-30.
- FÁBREGAS, R., ALONSO, S., LAZUÉN, T., DE LOMBERA, A., PÉREZ ALBERTI, A., RODRÍGUEZ, X. P., RODRÍGUEZ, C., TERRADILLOS, M., SERNA, R. y VAQUERO, M. (2008): "Aportacións ó estudo da Prehistoria da cunca media do Miño. Os asentamentos en cova e ó aire libre", *Gallaecia* 27: 63-88.
- FÁBREGAS, R., ALONSO, S., AMEIJENDA, A., GRANDAL D'ANGLADE, A., LAZUÉN, T., DE LOMBERA, A., PÉREZ, A., PÉREZ, M., RODRÍGUEZ, X. P., RODRÍGUEZ, C., SERNA, R., TERRADILLOS, M., y VAQUERO, M. (2009): "Novos resultados das intervencións arqueolóxicas no sur lucense. Os xacemetnos paleolíticos da Depresión de Monforte de Lemos (Monforte de Lemos), Cova Eirós (Triacastela) e Valdavara (Becerrea)", *Gallaecia* 28: 9-32.
- GRANDAL-D'ANGLADE, A. (1993): *El Oso de las Cavernas en Galicia: el yacimiento de Cova Eirós*. Serie Nova Terra, 8. A Coruña, O Castro, 285 págs.
- GRANDAL-D'ANGLADE, A. y VIDAL ROMANÍ, J. (1997): "A population study on te Cave Bear (*Ursus spelaeus* Ros.-Hein.) from Cova Eirós (Triacastela, Galicia, Spain)", *Geobios* 30(5): 723-731.
- DE LOMBERA, A. (2005): "Aplicación del Sistema Lógico Analítico al estudio de un yacimiento gallego. La industria lítica de A Piteira (Toén, Ourense)." *Gallaecia* 24: 7-33.
- NOGUEIRA, S. (1997): "Unha primería aproximación o estudio dos materiais líticos de Cova Eirós (Triacastela-Lugo)", *Historia Nova* IV: 9-29.
- VILLAR, R. (1997): "El yacimiento paleolítico de A Piteira (Toén) Ourense", *Boletín Auriense* XXVII: 9-25.

ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA DOS DEPÓSITOS COLUVIONARES DO SITIO ARQUEOLÓGICO DA RIBEIRA DA ATALAIA. CONTRIBUIÇÃO PARA UMA INTERPRETAÇÃO GEO- ARQUEOLÓGICA

P. Rosina¹, L. Oosterbeek¹, S. Cura², H. Gomes², J. Carrondo², P. Cura², J. Gomes³

¹ Instituto Politécnico de Tomar Departamento de Território, Arqueologia e Património (IPT). Grupo “Quaternário e Pré-Histórica” do Centro de Geociências (uID73 – Fundação para a Ciência e Tecnologia). Instituto Terra e Memória (Mação) prosina@ipt.pt loost@ipt.pt

² Instituto Terra e Memória (Mação). Grupo “Quaternário e Pré-Histórica” do Centro de Geociências (uID73 – Fundação para a Ciência e Tecnologia) saracura@portugalmail.pt, hugo.hugomes@gmail.com, joanacarrondo@hotmail.com

³ Politécnico de Tomar Departamento de Território, Arqueologia e Património (IPT). CIAAR- Centro de Interpretação de Arqueologia do Alto Ribatejo ciaar@portugalmail.pt

ABSTRACT

The archaeological site of Ribeira da Atalaia, located near the estuary of a creek on the right side of the Tagus Valley, is composed of fluvial deposits that contains archaeological remains from the Lower (Q3) Middle (Q4a) and Upper Palaeolithic (Coluvium overlying the Q4a terrace). The data, discovered recently, opens new perspectives on the study of coluvium. According to this was elaborated a fieldwork, which the aim was a geo-archaeological interpretation of coluvial contexts.

RESUMO

O sítio da Ribeira da Atalaia localizado, junto ao estuário de um afluente na margem direita do Vale do Tejo, é constituído por depósitos fluviais que encerram vestígios arqueológicos correspondentes ao Paleolítico Inferior (Q3) Médio (Q4a) e Superior (Coluviões sobrejacentes ao terraço Q4a).

Os dados descobertos recentemente vieram abrir novas perspectivas quanto os estudo das coluviões. Neste sentido foi elaborado uma campanha de trabalhos que visa uma interpretação geo-arqueológica dos contextos coluvionares.

ENQUADRAMENTO GERAL

Nos últimos anos têm vindo a ser desenvolvidos vários projectos de investigação na Região do Alto Ribatejo - TEMPOAR I e II e, actualmente, o *Paisagens de transição – povoamento, tecnologia e Crono-Estratigrafia da transição para o agro-pastoralismo no Centro de Portugal (PTDC/HAH/71361/2006)*, e o *ILQAR - Industrias Líticas do Quaternário do Alto Ribatejo. no seu contexto crono-estratigráfico*, focando diversas problemáticas, entre elas a contextualização crono-estratigráfica das Industrias Líticas quaternárias desta região. O objectivo comum a estes projectos é a compreensão das dinâmicas humanas na sua relação com o meio físico, e em particular das continuidades, descontinuidades e convergências registadas diacronicamente na utilização dos recursos líticos para a fabricação de instrumentos, no Plistocénico e no Holocénico.

A abordagem definida privilegia um enfoque geo-arqueológico (CORRAL FERNANDEZ, 1998; GRIMALDI *et al.*, 1998; ROSINA 2002, 2004).

Dentro do quadro dos diversos sítios estudados na Região do Alto Ribatejo encontra-se o sítio arqueológico da Ribeira da Atalaia, também conhecido como Ribeira da Ponte da Pedra. Localizado na margem esquerda da Ribeira da Atalaia e a poucos quilómetros da confluência desta com o Rio Tejo, encontra-se, situado numa vertente do vale exposta a oeste, entre os 50 e os 30m de altitude.

Escavado desde 1999, um dos principais objectivos das intervenções efectuadas tem sido, a par da caracterização e enquadramento crono-estratigráfico dos vestígios arqueológicos, a investigação/ interpretação geoarqueológica do local. Com este objectivo, foi escavada uma vala sub-perpendicular ao eixo do vale, na vertente, para permitir a observação e a correlação entre os diferentes depósitos (terraços e coluvões).

Foi identificada a seguinte sequência de referência: Miocénico, base do Q3, topo do Q4a, e depósitos coluvionares que cobrem toda a sequência.

Recentemente, em 2005, após a descoberta de uma estrutura de combustão nas coluvões, foram recolhidas amostras e efectuadas datações absolutas, através dos métodos OSL e TL, nos depósitos coluvionares, e na estrutura de combustão, tendo-se obtido uma datação de cerca de 25.000 anos (DIAS *et al.*, in press)

Até ao momento, o sítio da Ribeira da Atalaia é um dos poucos sítios de ar livre em território português que se destaca pela possibilidade de apresentar uma ocupação sequencial, que vai desde o Plistocénico Médio ao Holocénico.

OBJECTIVOS ESPECÍFICOS

O trabalho agora apresentado incide exclusivamente sobre os depósitos coluvionares do sítio arqueológico da Ribeira da Atalaia. Após a descoberta, em 2005, e posterior datação da estrutura de combustão identificada *in situ* nas coluvões, foi reforçada a ideia de que era essencial para a compreensão crono-estratigráfica do sítio, um estudo mais detalhado destes depósitos, assim como da Indústria lítica que lhe está associada.

Com este intuito, foi realizada uma campanha de recolha de amostras sequenciais, assim como com uma nova campanha de escavação nos sedimentos dos depósitos coluvionares, de forma a se poder aferir os diferentes momentos de deposição.

METODOLOGIA APLICADA NA ANÁLISE SEDIMENTOLÓGICA

Em colaboração com o Laboratório de sedimentologia da Universidade de Coimbra foram realizadas no tratamento das amostras recolhidas: Crivagem a $\frac{1}{2}$ Phi de granulometrias $>2\mu\text{m}$; para a realização de análises granulométricas de areias; (BLOTT & PYE, 2001); Granulometria laser de fracções $<2\mu\text{m}$; assim como, a determinação da mineralogia da fracção argilosa de sedimentos por difracção de raio-X da fracção $<63\mu\text{m}$ em lâmina sedimentada no laboratório de radio-actividade do MLMG da Univ. Coimbra. O método da determinação em lâmina sedimentada é o descrito em LARQUE & WEBER (1975), LAPA & REIS (1977) e (CUNHA, 1993).

CARACTERIZAÇÃO SUMÁRIA DA INDÚSTRIA LÍTICA

Os vários anos de escavação no sítio da Ribeira da Atalaia permitiram a recolha de milhares de artefactos líticos, sendo que, nas coberturas coluvionares, foram registadas, até momento cerca de 2500 peças. A análise tecnológica destes materiais, que se encontra em curso, permitiu aferir que os artefactos são produzidos quase exclusivamente sobre seixos de quartzo, matéria-prima que abunda no local. São identificados mais raramente materiais em quartzo, e pontualmente em Silex, que se apresenta em nódulos de reduzidas dimensões.

A presença de sequências de redução simples e unifaciais, com seixos talhados com planos de percussão maioritariamente corticais, com dois a três levantamentos, e lascas corticais e semi-corticais, parecem atestar algumas semelhanças com a restante indústria proveniente dos depósitos fluviais Q3 e Q4a (CURA, & GRIMALDI, no prelo). No entanto, estes aparecem em menor número e com dimensões mais reduzidas, sendo que nos produtos de debitagem se nota uma tendência para o aparecimento de

morfologias rectangulares e sub-rectangulares. Estão ainda presentes artefactos que demonstram a aplicação de sequências de redução pré-determinadas.

DISCUSSÃO

Os dados obtidos, na análise sedimentológica reflectem que, a formação do depósito coluvionar que cobre o terraço Q4a, e onde foi identificada uma estrutura de combustão *in situ*, pode ter ocorrido em diferentes momentos, representados por diferentes cortejos argilosos.

Por outro lado, os estudos efectuados sobre as indústrias líticas indicam que estas, apesar das semelhanças com as indústrias oriundas dos depósitos fluviais Q3 e Q4a, apresentam algumas características distintas. As observações que a análise permitiu, até ao momento, indicam que seixos talhados e lascas corticais e semi-corticais estão presentes. No entanto, estes aparecem em menor número e com dimensões mais reduzidas, sendo que nos produtos de debitagem se nota uma tendência para o aparecimento de morfologias rectangulares e sub-rectangulares. É ainda de referir que numa primeira abordagem foi possível verificar que, normalmente, os materiais que apresentam um desgaste mais acentuado são aqueles que mais afinidades têm com as indústrias provenientes dos terraços Q3 e Q4a.

A análise sedimentológica efectuada sobre os depósitos coluvionares, juntamente com os dados provenientes do estudo das indústrias líticas, que ainda se encontra em curso, associados à identificação de uma estrutura de combustão *in situ*, contribuem para uma nova leitura geoarqueológica do sítio da Ribeira da Atalaia.

Neste contexto é importante reforçar a ideia de que a natureza dos depósitos (fluviais e coluvionares) de facto dificulta a compreensão dos processos de formação do sítio. No entanto, este tipo de contextos, normalmente sub-valorizados por se considerarem de informação débil e não homogénea, podem abrir novas perspectivas de estudo, no que se refere às ocupações de ar livre durante o Paleolítico Superior no Vale do Tejo.

REFERÊNCIAS

- BLOTT, S. J., & PYE, K. (2001) - "Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments". *Surface Processes and Modern Environments Research Group, Department of Geology, Royal Holloway University of London, Egham, Surrey, UK.*
- CARAPITO, C. (1985) – *Quantificação dos minerais argilosos. Alguns problemas da aplicação da difração raio-X.* Trabalhos das provas de A.P.C.C. da Univ. Aveiro, 55p
- CORRAL FERNANDEZ, I. (1998) – “Depositos cuaternários en el Área de Constância- Barquinha-Entroncamento y la Riba. Del Bezelga”, *Quaternário e Pré-História do Alto Ribatejo (Portugal)*, Arkeos 4, p. 59-144.
- CUNHA P.(1993) -“Determinação da mineralogia da fracção argilosa de um sedimento, por difracção de raio-x da fracção <2un em lâmina sedimentada”.Aula prática de petrologia sedimentar.Departamento Ciências da Terra. Faculdade Ciencias e Tecnologia. Universidade de Coimbra.
- CUNHA, P.; MARTINS, 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, p. 42-54.
- CURA, S. & GRIMALDI, S (no prelo). – “The intensive quartzite exploitation in Middle Tagus Valley pleistocene open air sites – the example of Ribeira da Ponte da Pedra” in *Workshop 15 Records of Proceedings «Technological analysis on quartzite exploitation»*, UISPP 2006, no prelo.
- GRIMALDI S. ROSINA P., CORRAL FERNANDEZ I. (1998). - Interpretazione geo-archeologica di alcune industrie litiche “Languedocensi” del medio bacino del Tejo (Alto Ribatejo – Portogallo). In: Cruz A.R., Oosterbeek L., Pena dos Reis R. (coord.) *Quaternário e Pré-História do Alto Ribatejo (Portugal)* Tomar : Arkeos 4, CEIPHAR - Centro Europeu de Investigação da Pré-História do Alto Ribatejo, pp. 145-226.
- LAPA, M.L.R.; REIS, R.P. (1977) – *Contribuição para o estudo dos minerais argilosos em formações sedimentares da orla Meso-Cenozóica Ocidental.* Memórias e Notícias, Publ.Mus.Lab.Min.Geo.Univ.Coimbra, 83p.
- LARQUE, P. ; WEBER, F. (1975) – “Técnique de préparation des minéraux argileux en vue de l’analyse par diffraction des rayons X. Notes techniques de L’Institut de Géologie, Université Louis Pasteur, Strasbourg, n°1, 27p.
- MOZZI P. (1998). “Evoluzione Geomorfologica della bassa valle del fiume Nabão.” In Cruz, Oosterbeek, Pena dos Reis (coord.) “Quaternário e Pré-História do Alto Ribatejo (Portugal)”, série Arkeos vol. 4, pp.37-58. CEIPHAR-Tomar.

- REIS R.P (1983) – *A sedimentologia de depósitos continentais, dois exemplos do Cretáceo superior – Miocénico de Portugal.* Tese de doutoramento não Publicada, Univ. de Coimbra, 404p.
- DIAS M.I, PRUDÊNCIO M.I., FRANCO D., CURA S., GRIMALDI S., OOSTERBEEK L., ROSINA P. (no prelo) - "Luminescence dating of a fluvial deposit sequence: Ribeira da Ponte da Pedra – Middle Tagus Valley, Portugal". In *Proceedings of the colloquium 69 - Luminescence Dating Techniques A User's Perspective* ; XV Congresso UISPP, Lisboa, 2006.
- ROSINA P. (2002). – "Stratigraphie et Géomorphologie des terrasses fluviatiles de la Moyenne Vallée du Tage (Haut Ribatejo – Portugal)." In: Cruz, A.R.; Oosterbeek, L. (coord.), *Territórios, mobilidade e povoamento no Alto-Ribatejo. IV: Contextos macrolíticos*, Tomar : Arkeos 13, CEIPHAR - Centro Europeu de Investigação da Pré-História do Alto Ribatejo, pp. pp.11-52.
- ROSINA, P. (2004) - *I depositi quaternari nella Media Valle del Tagus (Alto Ribatejo, Portogallo centrale) e le industrie litiche associate.* Thèse de Doctorat soutenue auprès de l'Université de Ferrara,, 204 p.

EL PLEISTOCENO DE LA DEPRESIÓN PRADOS-GUATÉN (SW MADRID) SÍNTESIS DE LOS DATOS GEOLÓGICOS, ARQUEOLÓGICOS Y PALEONTOLOGICOS.

P.G. Silva¹, F. Tapias², M. López², M.T. Alberdi³, A. Alarcón², C. Arteaga⁴, A. Carrancho⁵, J. Morín², I. Rus⁶, J.J. Villalaín⁵, J.L. Goy¹, C. Zazo³

¹ Dpto. Geología, Universidad de Salamanca. Escuela Politécnica Superior de Ávila. Hornos Caleros, 50, 05003 Ávila.
pgsilva@usal.es

² Dpto. Arqueología, Paleontología y Recursos Culturales. Auditores de Energía y Medio Ambiente, S.A.
Avda. Alfonso XIII, 72. 28016 Madrid. mariolopez@audema.com

³ Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC). c/ José Abascal, 2, 28006 Madrid.

⁴ Departamento de Geografía. Laboratorio de Geografía Física. Universidad Autónoma de Madrid. Campus de Cantoblanco.

⁵ Lab. Paleomagnetismo (Dpto. de Física). Escuela Politécnica Superior, Universidad de Burgos. Avda. Cantabria s/n
09006.

⁶ Dirección General de Patrimonio Histórico. Comunidad de Madrid. c/ Arenal, 18, 28013 Madrid.

ABSTRACT

This work synthesizes the new geoarchaeological and paleontological data collected within the Quaternary deposits of the Prados-Guatén Depression (SW Madrid City). New data are linked to the railworks of the future AVE Madrid-Levante and complementary research of the Quaternary Madrid Working Group (GQM) of AEQUA. Sandy Quaternary deposits within the Depression are assembled in offlapped fluvial terraces at +13-16 and +8m on ancient fluvial sands. These ancient deposits contain Pleistocene fauna (*Mammuthus primigenius* NESTI y *Equus ferus* cf. *mosbachensis*) and acheulian flint industry with bifaces and flakes of Middle Palaeolithic. Paleomagnetic analyses on the recent terraces throw a mainly Normal Brunhes Polarity. TL and OSL dates in these younger deposits throw ages older as $126,000 \pm 26,000$ years BP for the +13-16 m terrace and of 20,000 -17,000 years BP for the youngest +8m fluvial terrace. This indicates recent fluvial landscape shaping of the Depression from the Last Interglacial (OIS 5).

RESUMEN

En esta comunicación se recopilan los nuevos datos geoarqueológicos y paleontológicos llevados a cabo en la zona Meridional de la Depresión Prados-Guatén (SW de Madrid) relacionados con las obras del AVE Madrid-Levante y las prospecciones del Grupo de Cuaternario Madrileño (GQM) de AEQUA. Los depósitos arenosos cuaternarios de la Depresión se encuentran estructurados en terrazas fluviales desde los +13-16m a los +8m que se solapan con niveles más antiguos atribuibles al Pleistoceno Inferior-Medio (*Mammuthus primigenius* NESTI y *Equus ferus* cf. *mosbachensis*) con industrias acheenses en sílex, destacando la presencia de bifaces e industrias de lascas del Paleolítico Medio. Datos Paleomagnéticos de los niveles más recientes presentan mayoritariamente una polaridad normal Brunhes. Las Fechas TL y OSL de los materiales analizados dan fechas de hasta $126,000 \pm 26,000$ años BP para el nivel de +13-16m y de 20.000 - 17.000 años BP para el nivel a +8m.

INTRODUCCIÓN

Los nuevos datos presentados en este trabajo proceden de la actuación geoarqueológica y paleontológica llevada a cabo en el Proyecto de Construcción del Nuevo Acceso Ferroviario de Alta Velocidad (LAV) Madrid-Levante, Tramo Torrejón de Velasco-Seseña, así como de los hallazgos paleontológicos y arqueológicos de los areneros de Pantoja y Numancia de la Sagra (SILVA *et al.*, 2009; TAPIAS *et al.*, en prensa). SILVA *et al.* (1998) publican los primeros hallazgos paleontológicos que testificaban la edad cuaternaria de los depósitos arenosos fluviales de la Depresión Prados-Guatén, identificándola como un valle abandonado del río Manzanares. Posteriores estudios han aportado distintos datos arqueológicos, sedimentológicos y arqueológicos que permitieron incluir estos depósitos en el Pleistoceno Medio

(ENAMORADO, 1988; SILVA *et al.*, 1999; 2009; DOMINGO PUERTAS *et al.*, 2007). En el proyecto de LAV, coordinado por la DGPH de la Comunidad de Madrid, se ha procedido a la apertura de catas geoarqueológicas en los niveles de terraza situados a +13-16m y +8m en la zona de cabecera del actual Arroyo Guatén. Se muestraron diferentes catas para su análisis sedimentológico, palinológico, micropaleontológico y datación (paleomagnetismo, TL y OSL). De la misma forma se procedió al cribado de las arenas fluviales extraídas de las catas, con resultados tanto arqueológicos (industria paleolítica) como macro y micropaleontológicos (TAPIAS *et al.*, en prensa). El interés del estudio geoarqueológico y datación de estos depósitos radica en su potencial relación con un antiguo curso del río Manzanares que con anterioridad al Pleistoceno medio *s.l.* discurrecía por la Depresión Prados-Guatén para desembocar directamente en el Tajo (SILVA *et al.*, 1988; 1999; Figura 1).

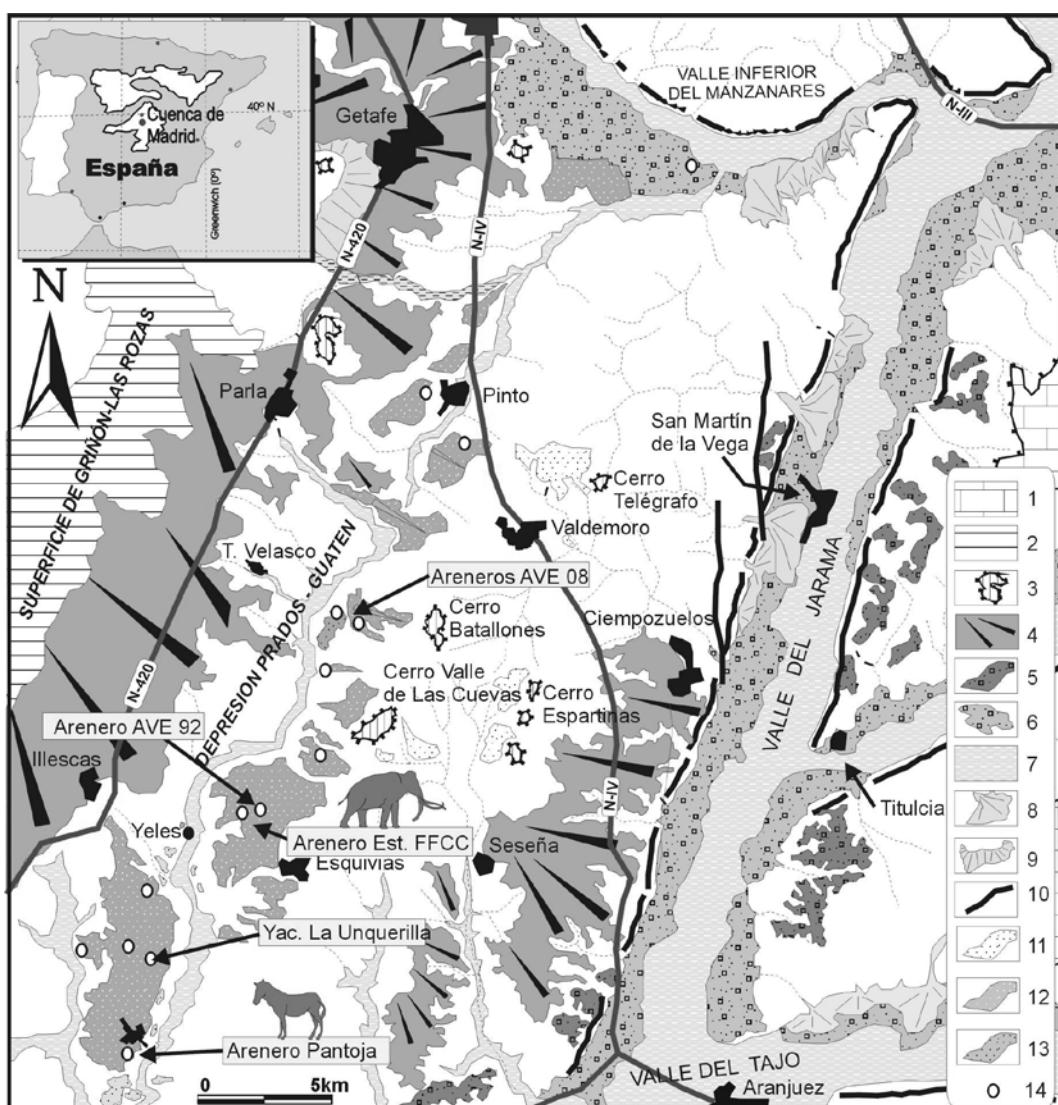


Figura 1. Encuadre geomorfológico de los depósitos arenosos de la Depresión Prados-Guatén al SW de Madrid. Leyenda: 1) Superficie del Páramo; 2) Rampa de Gríon-Las Rozas; 3) Relieves estructurales (cerros testigos y mesas) sobre las calizas de la Unidad Intermedia y superficie de Fuencarral-Espartinas; 4) Sistemas de Glacis Plio-cuaternarios; 5) Terrazas fluviales del Pleistoceno inferior y medio; 6) Terrazas fluviales del Pleistoceno medio y superior; 7) Llanuras de inundación y depósitos fluviales holocenos; 8) Abanicos

aluviales pleistocenos; 9) Coluviones; 10) Escarpes yesíferos, 11) Depósitos arenosos de la Depresión de Los Gózquez-Valle de las Cuevas. 12) Depósitos arenosos de la Depresión Prados-Guatén. 13) Terrazas encajadas recientes (Pleistoceno Superior-Holoceno) del Arroyo Guatén. 14) Otros sitios analizados. Modificada y ampliada de Silva *et al.* (2009).

DATOS DE LA PROSPECCIÓN GEOARQUEOLÓGICA EN TORREJÓN DE VELASCO (LAV MADRID-LEVANTE, 2008)

Los datos obtenidos permiten inferir que los depósitos arenosos analizados responden a dos niveles de terraza diferenciados situados a +13-16 (T1) y +8m (T2) sobre el cauce actual del Guatén en su zona de cabecera (Figura 1). Ambos niveles se encuentran constituidos por diferentes secuencias fluviales (hasta 16) superpuestas con complejas relaciones de corte y relleno. Actualmente aparecen enmascarados geomorfológicamente por los sistemas de glacis de cobertura encajados que proceden del cercano margen oriental de la Depresión que se encuentran fosilizándolas. Sedimentológicamente, las facies responden a un sistema de llanura arenosa braided en agradación. En conjunto, presentan potencias individuales máximas vistas de 4-5 metros, valores que se quedan algo lejos de los más de 17m de potencia descritos para los depósitos arenosos más antiguos con *Mammuthus meridionalis* NESTI a los que se superponen pocos kilómetros aguas abajo, en las cercanías de la estación de FFCC Esquivias-Yeles (SILVA *et al.*, 1999).

La mayor parte de la industria localizada e identificada responde mayoritariamente a lascas elaboradas en sílex (destaca una lasca de gran formato en cuarcita, así como dos lascas pseudolevallois y levallois del nivel superior T1), escasos útiles retocados sobre lasca (muescas y denticulados), núcleos discoideos y unifaciales, atribuibles a procesos de talla del Paleolítico antiguo (Paleolítico Inferior-Medio) (ver figura 2). Los datos paleomagnéticos preliminares indican que mayoritariamente ambas secuencias fluviales pueden adscribirse a la Época Normal Brunhes y por tanto al Pleistoceno Medio. Sin embargo, la base de la secuencia en T2 presenta polaridades magnéticas inversas. Ésta anomalía podría estar relacionada con el registro de alguna excursión magnética durante el Pleistoceno Superior (TAPIAS *et al.*, en prensa), o que se trataría de depósitos residuales más antiguos conservados en la base de la secuencia. No obstante, cualquier interpretación es especulativa considerando el bajo número de muestras con resultados fiables y su dispersión estadística, aunque la mayoría de las que han resultado interpretables (20%) se asocien mayoritariamente al techo de la secuencia basal de la T2. Las edades TL y OSL obtenidas independientemente en los laboratorios de Datación y Radioquímica de la Universidad Autónoma de Madrid (TL) y Quaternary TL Survey de Nottingham (UK) arrojan edades de entre 20.000 y 17.000 años BP para la T2 y de hasta 126.000±26.000 años BP para la T1 (TAPIAS *et al.*, en prensa).

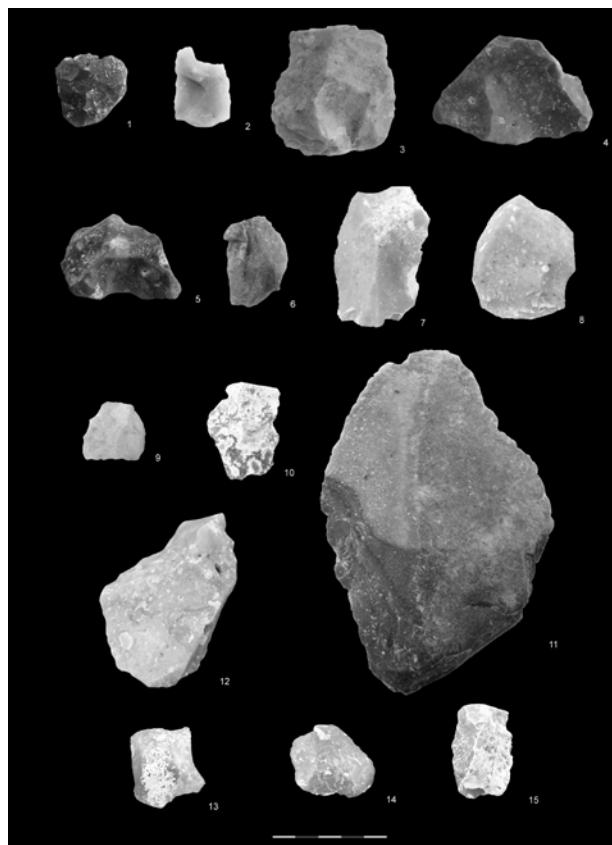


Figura 2. Industria paleolítica en estratigrafía en las catas geoarqueológicas de la LAV Torrejón de Velasco-Seseña: (1-6) Piezas del Nivel Inferior T2: En la Secuencia II (gravillas y arenas muy gruesas, Catas 1, 2 y 3) lascas de semidescorteza y descorteza (1 y 6), una lasca simple (3) y un núcleo unifacial con escasas extracciones (5). En la Secuencia V (arenas con niveles de gravillas en Cata 4) una lasca simple (2) y un núcleo unifacial con escasas extracciones (4). (7-15) Selección de piezas del Nivel Superior T1: En la Secuencia XIV (sets de arenas, Cata 11) se hallaron, entre otras piezas, una lasca pseudolevallois (7), una lasca simple (13), una lasca kombewa (14) y una lasca de semidescorteza (15). En la Secuencia X (arenas, Cata 12) una lasca levallois (8) y lascas simples (9 y 10). Secuencia XIII (arenas, Cata 13), una lasca de cuarcita de gran formato (11) y una lasca desbordante (12).

DATOS DE LOS ARENEROS DE PANTOJA DE LA SAGRA Y ESQUIVIAS (TOLEDO)

Recientes prospecciones del Grupo de Cuaternario Madrileño (GQM-AEQUA) han localizado restos de *Equus ferus* cf. *mosbachensis* (Pleistoceno Medio s.l.) aguas abajo de la zona de estudio en Pantoja de la Sagra (SILVA *et al.*, 2009). Éstos se sitúan en el extremo Sur de una extensa plataforma fluvial situada a +15m en tramos asignables altimétricamente a las secuencias basales de la T1 descrita en Torrejón de Velasco (Figura 1). A esta extensa plataforma que ocupa el sector central de la Depresión se encuentra asociada la industria lítica de las colecciones antiguas del Museo de Santa Cruz de Toledo procedentes de Pantoja de la Sagra. Esta industria, aunque estratigráficamente no contextualizada, está compuesta por piezas achelenses en sílex con presencia de bifaces (REVUELTA, 1980; ENAMORADO, 1988; FERNÁNDEZ GALLEGOS, 1990). Más recientemente el yacimiento de “La Unquerilla” en Numancia de la Sagra (Figura 1), arroja industrias de lascas en depósitos de coluviones procedentes del desmantelamiento de la antigua plataforma fluvial atribuibles a un Paleolítico Inferior-Medio con piezas adscribibles al Achelense superior evolucionado y al musterense (DOMINGO PUERTAS *et al.*, 2007).

Inmediatamente aguas arriba de Pantoja y sobre la margen izquierda del Guatén, en las cercanías de la Estación de FFCC de Esquivias-Yeles (Figura 1), se documentaron los restos de *Mammuthus primigenius* NESTI atribuidos al Pleistoceno Inferior-Medio (SILVA *et al.*, 1999). Éstos se localizaban en la zona basal de secuencias fluviales de hasta 17m de potencia acumulada, situadas estratigráfica y altimétricamente por debajo de los yacimientos de Torrejón de Velasco y Pantoja de la Sagra. A estos restos se asociaban fragmentos de molares de *Equus* sp. (SILVA *et al.*, 1988; 1999), pero ningún resto de industria lítica.

CONCLUSIONES

Aunque los datos arqueológicos, paleomagnéticos y paleontológicos son escasos y no determinantes, las dataciones de TL y OSL indican que las terrazas fluviales excavadas en Torrejón de Velasco documentan los últimos ca. 150 ka, incluyendo el Último Interglaciar (OIS 5) y Último Glaciar (OIS 2). Las edades más antiguas (previas al OIS 5) podrían extrapolarse a los niveles basales de la extensa plataforma fluvial de Pantoja de la Sagra en cuya base se han documentado los restos de *Equus ferus* cf. *mosbachensis*. Por último los depósitos fluviales más antiguos, con *Mammuthus meridionales* NESTI, de una edad Pleistoceno Inferior-Medio y relacionados con un antiguo curso del Manzanares se situarían estratigráficamente por debajo de todos estos niveles. Los nuevos datos indican una intensa actividad morfogenética en el interior de la Depresión Prados-Guatén, con un importante retrabajamiento fluvial de la misma con posterioridad a su abandono por el río Manzanares a la par que documenta una aparentemente discreta explotación humana del mismo en comparación con los numerosos yacimientos paleolíticos documentados en el valle inferior del Manzanares debido a la abundancia de sílex y a las propias condiciones de conservación del registro pleistoceno.

AGRADECIMIENTOS



Este trabajo es una contribución del Grupo Madrileño de Cuaternario (GQM-AEQUA). Los autores agradecen la colaboración de la Dirección General de Patrimonio Histórico (DGPH) de la Comunidad de Madrid y de la empresa Auditores de Energía y Medio Ambiente S.A. (AUDEMA, SA).

REFERENCIAS

- DOMINGO PUERTAS, L.A., MAGARIÑOS, J.M., ALDECOA, M^a A. y RINCÓN PORTERO, I. (2007): “Aportaciones al conocimiento del Paleolítico en el arroyo Guatén: el yacimiento de la Unquerilla, Numancia de la Sagra”. *Actas de las II Jornadas de Arqueología de Castilla-La Mancha (Toledo)*.
- ENAMORADO, J. (1988): “Yacimientos paleolíticos de Pantoja (Toledo)”. *Actas del I Congreso de Historia de Castilla-La Mancha*, Tomo II, 87-96.
- FERNÁNDEZ GALLEGOS, M^a L. (1990): “Utilización diferencial de los sílex del achelense en Toledo”. *Actas del Iº Congreso de Arqueología de la provincia de Toledo*, 508-511.
- REVUELTA, M. (1980): “Los hallazgos de Pantoja en el Museo de Santa Cruz”. *Toletum*, **10**, 9-52.
- SILVA, P.G., GOY, J.L., ZAZO, C., HOYOS, M. y ALBERDI, M.T. (1988): “El Valle del Manzanares y su relación con la Depresión Prados-Guatén durante el Pleistoceno inferior (Madrid, España)”. *Actas II Cong. Geol. Esp. (Granada)*, Vol. **2**, 133-136.
- SILVA, P.G., ALBERDI, M.T., RUS, I., BÁREZ, S., BAENA, J., LÓPEZ, M., ROQUERO, E., ALCARAZ, M., BARDAJÍ, T., CABERO, A., DOMÍNGUEZ VILLAR, D., DORADO, M., EXPOSITO, A., GOY, J.L., PÉREZ-GONZÁLEZ, A., TAPIAS, F., URIBELARREA, D., UZQUIANO, P., VALDEOLMILLOS, A. y ZAZO, C. (2009): “Restos de caballos fósiles cuaternarios en la Depresión Prados-Guatén (Pantoja de la Sagra, Toledo)”. *Cuaternario & Geomorfología*, **23** (1-2).
- SILVA, P.G., PALOMARES, M., RUBIO, F., GOY, J.L., HOYOS, M., MARTÍN-SERRANO, A., ZAZO, C. y ALBERDI, M.T. (1999): “Geomorfología, estratigrafía, paleontología y procedencia de los depósitos arcósticos cuaternarios de la Depresión Prados-Guatén (SW Madrid)”. *Cuaternario & Geomorfología*, **13** (1-2), 79-94.
- TAPIAS, F., SILVA, P.G., LÓPEZ, M., ALARCÓN, A., EXPÓSITO, A., ARROYO, F., CARRANCHO, A., ARTEAGA, C., MORÍN, J., RUS, I. y VILLALAIN, J.J. (en prensa): “El Medio Físico. Geomorfología y Geología desde la Depresión de Prados-Guatén hasta los Cerros de Espartinas”. *Recuperando el pasado: La Prehistoria Reciente en la Depresión Prados-Guatén*, 27-43.

ESTRATÉGIAS ADAPTATIVAS HUMANAS FACE A ALTERAÇÕES AMBIENTAIS: LIMITES E POSSIBILIDADES DAS ABORDAGENS ARQUEOBOTÂNICAS

J. P. Tereso¹

¹CIBIO – Centro de Investigação em Biodiversidade e Recursos Genéticos & Faculdade de Ciências, Universidade do Porto
jptereso@gmail.com

ABSTRACT

Palaeoeconomical approaches to archaeological fruits and seeds may give a good insight into the strategies which allowed past human communities to cope with environmental constraints such as climatic variability and soil erosion.

This study is centred mainly on NW Iberian proto-historical and historical archaeological contexts and it aims to demonstrate that, despite the proliferation of catastrophic and deterministic approaches, carpological and historical data indicate that rural societies have been highly resilient to environmental change. Furthermore, one intends to promote a reflection about the potential contribution of these approaches to the establishment of mitigation strategies towards future dynamics.

RESUMO

As abordagens paleoeconómicas realizadas a partir do estudo de frutos e sementes recolhidos em jazidas arqueológicas poderão fornecer dados muito relevantes acerca da adaptação das paleocomunidades humanas face a constrangimentos de ordem ambiental, tais como a variabilidade climática e a erosão de solos.

Centrando-se principalmente em exemplos arqueológicos proto-históricos e históricos do Noroeste da Península Ibérica, este estudo pretende demonstrar que, apesar da proliferação de abordagens catastróficas e deterministas, os dados carpológicos e históricos evidenciam que as sociedades rurais têm sido fortemente resilientes face às alterações ambientais. De igual modo, pretende-se realizar uma reflexão acerca do potencial deste tipo de abordagem para o estabelecimento de estratégias de mitigação face a dinâmicas futuras.

INTRODUÇÃO

Durante séculos as sociedades rurais demonstraram ser bastante resilientes face a diversos processos de perturbação, desde descontinuidades ao nível político a alterações de índole ambiental. A inovação tecnológica bem como a reorganização social e/ou económica, são exemplos de adaptações (BELL E WALKER, 2005; ADGER, 2000), sendo claro, no entanto, que as estratégias adaptativas variaram consoante a natureza e extensão do fenômeno, sendo ainda característicos de cada sociedade, com o seu fundo cultural e tecnológico específico.

MATERIAIS E MÉTODOS

As abordagens paleoeconómicas e etnobotânicas aos frutos e sementes arqueológicos evidenciam um enorme potencial para o estudo dos modelos de subsistência e de estruturação do território de exploração por parte das paleocomunidades humanas (TERESO, 2007; BUXO, 1997). Como tal, assumem igual importância no estudo das estratégias que essas comunidades adoptaram para lidar com constrangimentos de ordem ambiental, tal como a variabilidade climática e a erosão do solo. Este estudo explora estas potencialidades, centrando-se primordialmente em contextos do final do Holocénico, tanto proto-históricos como de épocas históricas. Serão apontados exemplos que demonstram como a diversificação de recursos, o uso de “catch-crops” e as práticas

de rotatividade de cultivos (ver Figura 1) permitiram explorar de forma racional os territórios antigos, de modo a usufruir de toda a sua complementaridade e contornar as suas limitações. Será analisada igualmente a aparente coincidência cronológica entre significativas transformações nos sistemas agrícolas e alterações ambientais em momentos de transição no NW peninsular.



Figura 1. Trigo (*Triticum aestivum/durum* – à esquerda), cevada (*Hordeum vulgare* subsp. *vulgare* – ao centro) e favas (*Vicia faba* var. *minor* – à direita), espécies normalmente associadas a sistemas de rotatividade, encontrados no povoado romano da Terronha de Pinhovelo

DISCUSSÃO

Esta temática assume particular relevância nos dias de hoje tendo em conta o forte impacto que os temas relacionados com as alterações climáticas têm na sociedade. Salienta-se que abundantes estudos com base em realidades arqueológicas têm tido ampla divulgação científica, disseminando visões catastrofistas e deterministas e enfatizando erros passados invés de soluções (DEMENOCAL, 2001; WEISS E BRADLEY, 2001), tendo, assim, pouco valor operacional face aos desafios que se avizinharam. Por outro lado, têm sido desenvolvidas diversas abordagens centradas no potencial dos registos paleoecológicos de amplo espectro, para compreender as dinâmicas ambientais recentes e ainda auxiliar ao estabelecimento de estratégias de conservação e práticas de restauro de contextos de elevado valor ambiental (WILLIS *et al.*, 2007; SWETNAM *et al.*, 1999). Contudo, em ambas as abordagens os dados arqueobotânicos, em especial os carpológicos, não assumem especial preponderância.

Parece interessante, no entanto, discutir qual a utilidade das abordagens paleoetnobotânicas para a delineação de estratégias de mitigação dos impactos que as alterações climáticas poderão vir a ter nos sistemas produtivos. De facto, embora diversos autores salientem que o impacto das futuras dinâmicas climáticas na produtividade agrícola mundial será muito pequeno (REILLY E SCHIMMELPFENNIG, 1999), as abordagens aos sistemas produtivos do passado poderão trazer bons paralelos no que respeita a opções estratégicas para lidar com as dinâmicas ambientais do futuro.

REFERÊNCIAS

- ADGER, W. (2000). Social and ecological resilience: are they related? *Progress in Human Geography*, **24** (3): 347-364.
- BELL, M.; WALKER, M. (2005). *Late Quaternary Environmental Change. Physical and Human Perspectives*. 2nd Edition, Pearson/Prentice Hall, 348 pp.
- BUXÓ, R. (1997). *Arqueología de las plantas*. Barcelona: Crítica, 367pp.
- deMenocal, P. (2001). Cultural responses to climate change during the Late Holocene. *Science*, **292**: 667-673.
- REILLY, J.; SCHIMMELPFENNIG, D. (1999). Agricultural impact assessment, vulnerability, and the scope for adaptation. *Climate Change*, **43**: 745-788.
- SWETNAM, T.; ALLEN, C.; BETANCOURT, J. (1999). Applied Historical Ecology: Using the past to manage for the future. *Ecological applications*, **9** (4): 1189-1206.
- TERESO, J. (2007). Economia agrícola das comunidades romanas do NW peninsular: dados carpológicos da Terronha de Pinhovelo (Bragança, Portugal). *Recursos Rurais*, **1** (3): 13-21.
- WEISS, H.; BRADLEY, R. (2001). What drives societal collapse? *Science*, **291**: 609-610.
- WILLIS, K.; ARAÚJO, M.; BENNETT, K.; FIGUEROA-RANGEL, B.; FROYD, C.; MYERS, N. (2007). How can knowledge of the past help to conserve the future? Biodiversity conservation and the relevance of long-term ecological studies. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, **362**: 175-186.



VII Reunião do Quaternário Ibérico, Faro 2009

PÓSTERES POSTERS



VII Reunião do Quaternário Ibérico, Faro 2009

Q1 – QUATERNÁRIO CONTINENTAL

Q1 – CUATERNARIO CONTINENTAL



VII Reunião do Quaternário Ibérico, Faro 2009

ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO Y SEDIMENTARIO DE TERRAZAS MARINAS PLEISTOCENAS EN LA VERTIENTE MERIDIONAL DE LA SIERRA DE BAHORUCO (SO REPÚBLICA DOMINICANA)

M. Abad^{1,2}, F. Moreno¹, F. Pérez-Valera¹, J. Rodríguez-Vidal², J. Mediato¹, M. Joubert¹, L.M. Cáceres², F. Ruiz²

¹ Consorcio IGME-BRGM-INYPSA. Proyecto SYSMIN II, Cartografía Geotemática de la República Dominicana. C/ Eduardo Vicioso 40, Bellavista, Santo Domingo, República Dominicana. manuel.abad@dgyp.uhu.es

² Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva. Campus del Carmen, Avda. Tres de Marzo, s/n, 21071 Huelva, Spain. jrvidal@uhu.es.

ABSTRACT

The aim of this work is to analyze the morphologies and deposits associated with the last eustatic pulses of the Pleistocene in the Sierra of Bahoruco (SW of Dominican Republic), a tectonically active area. The continued uplift of this region since the Pliocene has allowed that Quaternary marine deposits and coastal erosional landforms are now isolated and perched in the landscape. The development of marine surfaces and paleocliffs suggest the existence of erosive processes linked to the transgressive and stillstand eustatic phases accompanied by the growing of fringing reefs. On the other hand, the falling stages phases are represented by the generation of a coastal plain covered with longitudinal and parabolic field dunes.

RESUMEN

En este trabajo se analizan las morfologías y depósitos asociados a las oscilaciones recientes del nivel del mar descritos en la Sierra de Bahoruco, en el SO de la República Dominicana, un área de tectónica activa; lo que ha permitido que depósitos marinos cuaternarios y formas erosivas costeras hayan quedado aislados y preservados en el paisaje. El desarrollo de superficies de abrasión marina y paleoacantilados indican la existencia de procesos erosivos asociados al ascenso y a fases de estabilización del nivel del mar, que favorecieron el crecimiento de sistemas arrecifales flanqueantes. Las etapas de descenso eustático quedaron registradas por la instalación de campos de dunas longitudinales y parabólicas, procedentes de una amplia llanura costera.

INTRODUCCIÓN

La vertiente sur de la Sierra de Barahona (SO de República Dominicana) se caracteriza por presentar un relieve monocinal que, de norte a sur, desciende de forma paulatina desde el eje de la sierra hasta el nivel del mar, con suaves pliegues cuyo desarrollo ha proseguido en tiempos recientes (Figura 1). La serie estratigráfica en esta zona está compuesta por una sucesión de calizas marinas, muy masivas, con edades que varían desde el Eoceno medio hasta el Plioceno (PÉREZ-VALERA Y ABAD, 2009). Sobre estas calizas se elaboraron, durante el Cuaternario, un conjunto muy numeroso y bien preservado de extensas plataformas de abrasión marina y paleoacantilados, que han quedado colgados en el paisaje, lo que pone de manifiesto una tectónica reciente muy activa. Algunas de estas formas marinas ya fueron descritas por De León (1989), aunque sin llegar a profundizar en su génesis y cronología.

Más recientemente, ABAD *et al.* (2008, 2009) han realizado un análisis morfológico más completo, llegando a diferenciar hasta 15 paleoacantilados articulados por superficies de erosión marina; si bien estos trabajos se centran en los complejos morfosedimentarios más recientes, situados cerca de la línea de costa. Dichos cortejos están formados por pequeñas plataformas de abrasión, escarpes marinos con socavas, depósitos de playa y dunas longitudinales. Su cronología es del Holoceno y Pleistoceno superior, correlacionables con los estadios isotópicos marinos 1, 3, 5. El objetivo de este trabajo es describir los modelados y depósitos localizados a cotas inmediatamente

superiores a estos últimos, comprendidos entre los 30 y 250m.s.n.m., generalmente mucho mejor preservados que las morfologías de mayores dimensiones, aunque más degradadas, que se observan hacia el interior de la Sierra de Bahoruco.

ANÁLISIS MORFOSEDIMENTARIO

Las superficies de erosión marina degradadas, y escalonadas hasta el mar, constituyen la forma más determinante del relieve y del paisaje en el sector meridional de la península de Bahoruco. A pesar de su origen marino, no pueden considerarse exclusivamente como terrazas marinas, si no más bien superficies de erosión poligénicas, ya que: 1) han experimentado importantes procesos de karstificación posterior y, 2) coinciden, de forma parcial, con niveles de base regionales más antiguos, ya que presentan continuidad cartográfica lateral con superficies de erosión de génesis continental.

En la zona de estudio se han identificado hasta cinco superficies principales, aunque son las dos más altas las que aparecen mejor individualizadas (S_1 y S_2) (Figura 2), elaboradas sobre las calizas terciarias del Grupo Pedernales (PÉREZ-VALERA Y ABAD, 2009). Por otro lado, las superficies S_1 y S_2 aparecen muy degradadas por los procesos de karstificación, presentando diferentes formas de lapiáz y numerosas dolinas y cuevas. Estas dos superficies se encuentran articuladas mediante un paleoacantilado marino de altura variable, que oscila entre los 20 y 40m de desnivel. Por tanto, la base de este paleoacantilado, y de todos los demás, presentan variaciones altitudinales significativas, producidas por una neotectónica posterior. Aún teniendo en cuenta que el pie de dichos acantilados se ha modificado por subsidencia kárstica y por acumulación de derrubios, la cartografía de estas formas ha permitido identificar áreas de levantamiento acelerado, moderado y subsidentes. Esta deformación diferencial ha dado lugar al plegamiento suave de todas las superficies erosivas, sobre todo en el caso de las superficies S_1 , y S_2 , plegadas en un sinforme muy suave.

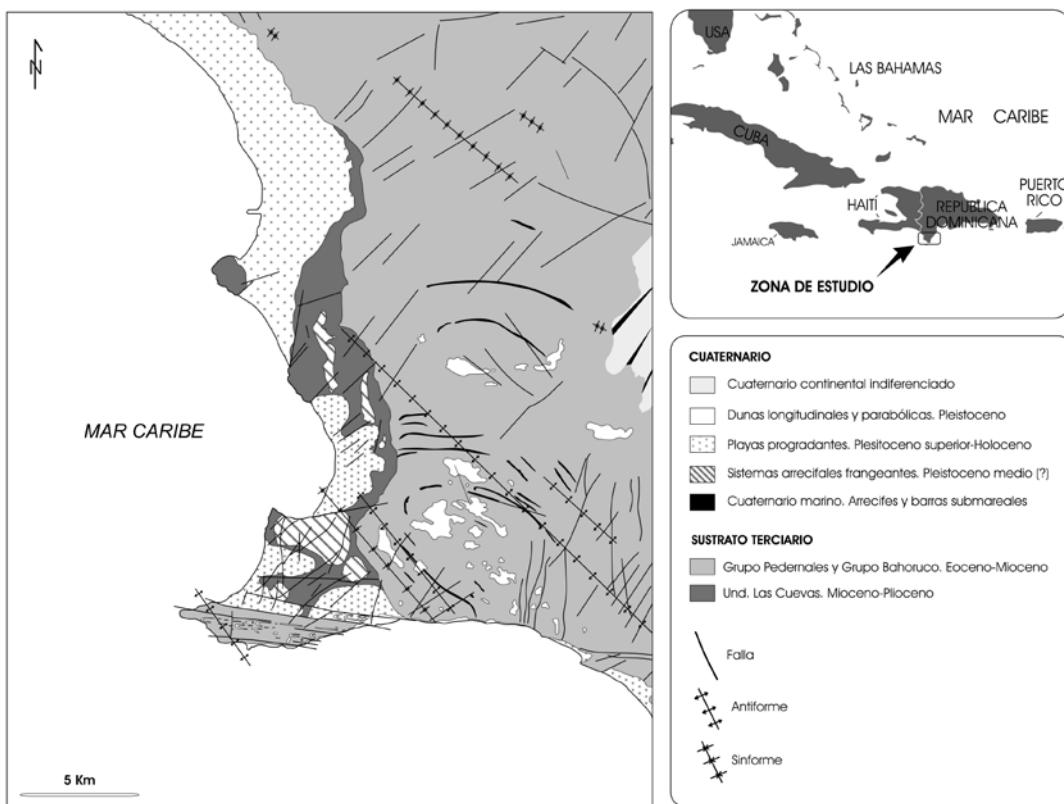


Figura 1. Localización y marco geológico de la zona de estudio. Los depósitos cuaternarios costeros y marinos que cubren las morfologías erosivas marinas se han diferenciado en la cartografía.

El registro sedimentario cuaternario, sobre estas mismas superficies, es muy pobre y se limita a la superficie S_2 , cubierta por: 1) arenas oolíticas muy cementadas, afectadas por rizolitos e intensamente karstificadas, que se interpretan como un antiguo sistema de dunas muy degradado y, 2) formas alargadas y sinuosas de varios kilómetros de longitud, de dirección subparalela a los paleoacantilados marinos. Están constituidas por calizas, en ocasiones calcarenitas bioclásticas, con corales hermatípicos en posición de vida y moluscos. Se interpretan como bioconstrucciones arrecifales, probablemente de tipo flanqueante.

Por debajo de las superficies S_1 y S_2 , la superficie S_3 tiene una gran extensión y continuidad (Figura 2), pero con un desarrollo más complejo, puesto que en el límite septentrional del área se desdobra sucesivamente en dos, y en cuatro subniveles. En consecuencia, se ha optado por deslindar en algunos sectores la superficie S_4 . Al igual que en el caso anterior, S_3 se encuentra articulada con la superficie superior S_2 mediante un escarpe bien definido y de gran altura, cuya base experimenta cambios progresivos de cota topográfica (15-90m), debido a su basculamiento hacia el NO y SE. Este basculamiento da lugar al desarrollo de un antiforme muy sutil, cuyo eje atraviesa el centro de la zona de estudio. Los depósitos que fosilizan esta superficie S_3 se encuentran mucho mejor registrados que en el caso anterior, aunque están formados por el mismo tipo de facies carbonatadas costeras arrecifales y arenosas de origen eólico.

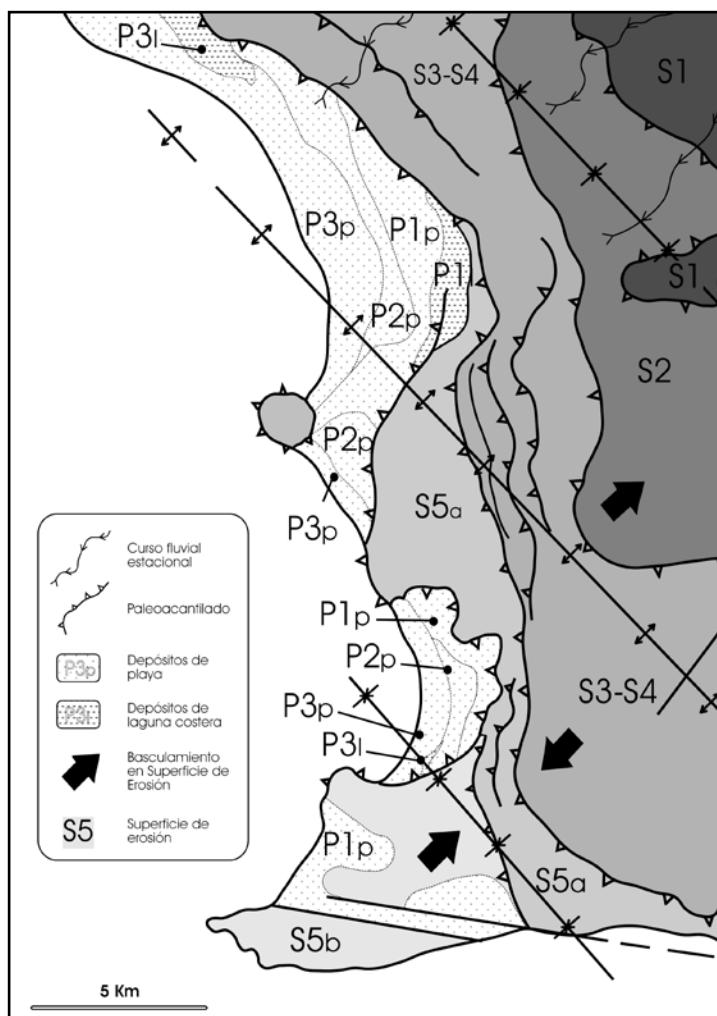


Figura 2. Esquema morfoestructural donde se diferencia la situación de las superficies de erosión, paleoacantilados y principales estructuras ligadas a la tectónica activa en el área de estudio.

Bajo S_3 , o S_4 , la superficie S_5 presenta bastante continuidad, aunque al este de la zona, en la costa, llega a quedar cubierta por paleoplayas y otros depósitos litorales, que han sido vinculados a los estadios isotópicos 1, 3 y 5 (ABAD *et al.*, 2009) (Figura 2). Sin embargo, hacia el sureste gana altura y da lugar a la plataforma de Cabo Falso, que aparece basculada hacia el noreste. La superficie S_5 queda delimitada, hacia el litoral, por un paleoacantilado compuesto de unos 90m de altura, que está formado a su vez por 3 escarpes de menores dimensiones y trazado bastante rectilíneo. Los depósitos que cubren esta superficie son calizas arrecifales y bioclásticas, que presentan una suave estratificación inclinada hacia el mar y preservan su morfología original en planta. Se interpretan como parte de un sistema arrecifal flanqueante o adosado a la paleocosta. Las dimensiones de estos arrecifes varían entre centenares de metros y un kilómetro de longitud, y unos 400 metros de anchura. El desarrollo sobre la superficie S_5 de formas eólicas es, en este caso, muy pobre.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El conjunto de formas y depósitos, que se han descrito en la zona de estudio, reflejan las oscilaciones recientes del nivel mar en el SO de la República Dominicana. Estos cortejos morfo-sedimentarios han quedado aislados en el paisaje, debido a la tectónica especialmente activa que ha experimentado esta región desde el Plioceno, y que continúa en la actualidad en toda la isla como consecuencia del régimen transpresivo derivado de la situación de convergencia oblicua entre las placas Norteamérica y Caribeña (HERNAIZ-HUERTA, 2007). Aunque los depósitos que fosilizan las superficies de erosión y paleoacantilados no han podido ser datados, la asignación de los materiales más recientes de esta zona a los MIS 1, 3 y 5 (Pleistoceno superior-Holoceno), nos permiten situarlos a partir del Pleistoceno medio. Las características de los depósitos, y su relación con morfologías estudiadas, parecen indicar que las facies carbonatadas, de naturaleza arrecifal, se formaron en fases transgresivas y momentos de altas paradas o de estabilización del nivel del mar, mientras que las arenas eólicas podrían reflejar la instalación de campos de dunas en fases regresivas. No obstante, estas hipótesis deben ser respaldadas por estudios sedimentológicos más detallados y mediante dataciones absolutas de los sistemas arrecifales.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es una contribución al Proyecto SYSMIN II “Cartografía Geotemática de la República Dominicana”

REFERENCIAS

- ABAD, M., PÉREZ-VALERA, F., MORENO, F., RODRÍGUEZ-VIDAL, J., CÁCERES, L.M., RUIZ, F. (2009) - Evidencias morfosedimentarias de oscilaciones recientes del nivel del mar en el suroeste de la República Dominicana. En: Morales, J.A., Cantano, M., Rodríguez, A., Delgado, I. (Eds.), *Nuevas contribuciones sobre Geomorfología litoral*, Universidad de Huelva, Huelva, España, pp. 63-66.
- ABAD, M., PÉREZ-VALERA, F., RODRÍGUEZ-VIDAL, J., HERNAIZ, P.P., PÉREZ-ESTAÚN, A., RUIZ, F. (2008) - Análisis morfosedimentario de niveles escalonados marinos plio-cuaternarios: un caso de estudio en las costas norte y suroeste de la República Dominicana. Libro Resumen 18^a Conferencia Geológica del Caribe, Santo Domingo, República Dominicana, p. 2.
- PÉREZ-VALERA, F., ABAD, M. (2009) - Informe estratigráfico y sedimentológico. Informe interno Proyecto SYSMIN II de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, 168 pp.
- DE LEÓN, O. R. (1989) - Geología de la Sierra de Bahoruco (República Dominicana). Museo Nacional de Historia Natural. Santo Domingo, República Dominicana, 112 p.
- HERNAIZ, P.P. (2006) - La estructura del sector meridional de la República Dominicana. Una aproximación a su evolución geodinámica durante el Cenozoico. Tesis Doctoral (inédita). Universidad Complutense de Madrid, 287 p.

GEOARQUEOLOGÍA, MICROMORFOLOGÍA Y PALEOAMBIENTE DEL PLEISTOCENO SUPERIOR DE CARDINA I (SALTO DO BOI, VILA NOVA DE FOZ CÔA, PORTUGAL)

M. M. Bergadà¹, X. Mangado¹, T. Aubry², J. M. Fullola¹

¹SERP. Departament de Prehistòria, Història Antiga i Arqueologia. Facultat de Geografia i Història. Universitat de Barcelona. C/ Montalegre 6-8. 08001 Barcelona (Espanha).

E-mail: bergada@ub.edu

²I.G.E.S.P.A.R -IP..Parque Arqueológico do Vale do Côa. Av. Gago Coutinho 19, 5150 Vila Nova de Foz Côa (Portugal)

ABSTRACT

We present the study of the pedosedimentary sequence of the archaeological site of Cardina I (Salto do Boi, Vila Nova de Foz Côa) which spans the late Pleistocene and initial Holocene periods. The site presents a detailed diachronic account of the late Pleistocene in the NW of the Iberian Peninsula covering several chronological and cultural stages of Upper Palaeolithic (final Gravettian, Solutrean, Magdalenian and final Magdalenian), established by the typology of lithic assemblage and absolute dating methods (TL). The analysis is based on field stratigraphic description and micromorphology, a method which has enabled us to document pedosedimentary facies and paleoclimatic episodes.

RESUMEN

En este trabajo presentamos el estudio de la secuencia edafosedimentaria del yacimiento de Cardina I (Salto do Boi, Vila Nova de Foz Côa) que ofrece un registro comprendido entre el Pleistoceno superior, objeto del presente estudio, y el Holoceno inicial. La importancia de dicho depósito estriba en que presenta una visión diacrónica del Pleistoceno superior en el NW peninsular abarcando las etapas cronoculturales del Paleolítico Superior (Gravetiense final, Solutrense, Magdaleniense y Magdaleniense final) con dataciones absolutas (TL). Para realizar dicho análisis nos hemos basado en la descripción estratigráfica de campo y en la micromorfología, método que hemos utilizado para documentar facies edafosedimentarias y episodios paleoclimáticos.

INTRODUCCIÓN

Este estudio se enmarca en el proyecto de investigación *Reconstrucción paleoambiental, ocupación humana y explotación de los recursos naturales en los yacimientos del Paleolítico superior al aire libre del fondo de valle del río Côa*, subvencionado por el Ministerio de Educación y Cultura de España y por la Generalitat de Catalunya entre los años 1999 y 2001. La investigación fue llevada a cabo entre la sección de Arqueología del Parque Arqueológico do Vale do Côa bajo la dirección del Dr. Thierry Aubry y el SERP del Departamento de Prehistoria, Historia Antigua y Arqueología de la Universidad de Barcelona coordinado por el Dr. Josep M. Fullola y dirigido por el Dr. Xavier Mangado.

El yacimiento de Cardina I - Salto do Boi se localiza en Santa Comba en el término municipal de Vila Nova de Foz Côa en el límite norte de la región Beira Alta (Portugal). El registro está situado en una plataforma a una altitud de 25m del margen izquierdo del río Côa y a 166m sobre el nivel del mar (FULLOLA *et al.*, 1999). Los materiales litológicos que configuran el lugar son metamórficos pertenecientes al pre-Ordoviciense (AUBRY *et al.*, 2002). El asentamiento fue descubierto en el año 1995, resultado de las prospecciones realizadas en el valle, con motivo de la construcción de un pantano en la zona. Se realizaron varias intervenciones hasta que el año 1999 se incorporó el equipo de la Universidad de Barcelona.

OBJETO DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

Para analizar el relleno sedimentario nos hemos basado en el estudio de los perfiles obtenidos durante las intervenciones efectuadas entre los años 1995 y 2000, año que se realizó la campaña de muestreo sedimentológico y microestratigráfico (M.M.B).

La metodología que hemos utilizado ha consistido en la descripción estratigráfico-sedimentaria de campo y en la aplicación de la micromorfología de los niveles identificados. Para realizar dicho estudio nos hemos basado en el perfil Este sector O-15 que constituye el tramo central del relleno.

El protocolo que hemos seguido para la extracción de muestras, un total de 6, consiste en la introducción en el sedimento de unas cajas recubiertas de yeso que nos han permitido obtener bloques de 13,5 x 5,5cm sin alterar la estructura y disposición del relleno sedimentario (BERGADÀ, 1998). La elaboración de las láminas delgadas se ha realizado en el Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl de la Universitat de Lleida y finalmente para la descripción de las mismas hemos seguido los criterios utilizados por Bullock *et al.*, 1985 y por Bergadà, 1998.

El análisis micromorfológico ha sido completado por el mineralógico de difracción de RX realizado por el Servicio de Difracción y Espectrometría de Rayos X del Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera del CSIC.

CARACTERES GENERALES DE LA SEDIMENTACIÓN

Se trata de un depósito coluvional de escasa potencia, alrededor de un metro, localizado al pie de una ladera. Sometido a una dinámica consistente en la acción de procesos acumulativos que proceden de la erosión de las zonas más elevadas de la misma ladera y de procesos edáficos. En toda la secuencia evolutiva del relleno intervienen dos tipos de procesos:

- sedimentarios fundamentalmente de arroyada, con distintas intensidades.
- edáficos (postdeposicionales) como circulaciones hídricas (que ocasionan los procesos de eluviation y de iluviation), actividad biológica (modifica la estructura sedimentaria, disgrega los carbones, etc), procesos de hielo-deshielo y de oxidación-reducción.

Uno de los problemas que presenta la secuencia de Cardina I es referente a la delimitación entre los niveles sedimentarios; ya que, los contactos no son netos especialmente en la secuencia del Pleistoceno superior, rasgo que dificulta la distinción de los mismos y la intervención arqueológica. Creemos que este hecho viene dado por los episodios de estabilidad de la ladera, que cronoculturalmente coincidirían con las fases de hiatus, donde no se darían procesos acumulativos y los niveles preexistentes estarían en superficie durante un largo periodo de tiempo y por lo tanto los procesos postdepositionales como la percolación de aguas y la actividad biológica se manifestarían de forma muy acentuada. Así como, por la propia litología de los materiales que configuran el depósito filita, cuarcita y esquisto...; que en su alteración dan fracciones arenosas y permiten una mayor porosidad. Asimismo este tipo de litologías condicionan que el medio sea ácido y por lo tanto las condiciones físico-químicas dominantes en estos suelos afectan a la conservación de los restos faunísticos y a la industria ósea; ya que, los fosfatos se solubilizan con facilidad y si el drenaje es elevado, la disolución es mucho más agresiva.

En la secuencia se han distinguido las siguientes fases edafosedimentarias (Tabla I):

Tabla I. Episodios edafosedimentarios del Pleistoceno superior de Cardina I (Salto do Boi, Vila Nova de Foz Côa)

Episodio	Facies	Color	Textura	Microestructura	Procesos edafosedimentarios
Cardina B Magdaleniense superior final (C.4. Unidades 1/4)	Arenas con gravas y cantos	2,5 YR 5/4	Arenas medianas con gravas y cantos	Granular y localmente laminar	Arroyada concentrada con trazas de hielo-deshielo no tan acentuadas
Cardina C Magdaleniense superior/Solutrense medio o reciente (C.4. Unidades 5/8)	Arenas con gravas	2,5 YR 6/4	Arenas gruesas /medianas con gravas	Masiva/Granular	Arroyada difusa con costras sedimentarias
Cardina D Gravetiense final (base C.4. Unidades 9/11)	Arenas limosas con cantos y gravas	2,5 YR 6/4	Arenas gruesas con cantos angulosos en la base del nivel	Granular y localmente laminar	Arroyada concentrada de mediana intensidad con trazas de hielo-deshielo acentuadas

La fracción litológica y mineralógica está formada por: esquisto, filita, cuarcita, cuarzo, moscovita y microclina.

EVOLUCIÓN SEDIMENTOCLIMÁTICA

El primer episodio documentado, **Cardina D**, datado entre 30.100 ± 1.500 y 26.500 ± 1800 BP (TL), atribuido al Gravetiense final (VALLADAS *et al.*, 2001). Se origina por un proceso de arroyada concentrada de mediana intensidad donde el componente principal son arenas gruesas con cantos y con una fracción limosa. Las condiciones paleoambientales serían frías y relativamente húmedas caracterizadas por una estructura sedimentaria de tipo laminar propia de ciclos de hielo-deshielo. Este nivel estuvo expuesto en superficie durante un periodo de tiempo ya que aparecen rasgos de eluvación y actividad biológica.

Tras un hiatus, se registra el segundo episodio, **Cardina C**, correspondiente a un horizonte de ocupaciones indiferenciadas de Solutrense medio o reciente, datado entre 23.400 ± 1.500 y 20.700 ± 1.300 BP (TL) y de Magdaleniense superior, caracterizado por un registro pobre de elementos líticos. Se trata de un depósito de arroyadas difusas, en un medio donde no hay una cubierta vegetal importante tal como se manifiesta por el hecho de localizar costras sedimentarias de tipo deposicional (VALENTIN *et al.*, 1992). Este tipo de costras son una combinación de procesos de arroyada con decantación. Por estas características pensamos que el ambiente debería ser más árido que el anterior episodio. También corresponde a una etapa con cierta estabilidad en la ladera, que propiciaría palimpsestos entre las distintas ocupaciones paleolíticas.

En una fase posterior se constata un hiatus sedimentario y cultural. Después se reactivarían los procesos acumulativos, con la representación de **Cardina B**, atribuido culturalmente al Magdaleniense superior final. Desde el punto de vista sedimentario, el origen de dicho depósito es una arroyada concentrada. El ambiente sería húmedo y frío; aunque, los ciclos de hielo-deshielo detectados en la microestructura sedimentaria son menos intensos que en la secuencia gravetiense.

A continuación se localiza un episodio de estabilidad de la ladera hasta el Holoceno con reactivaciones atribuidas cronoculturalmente al Neolítico-Bronce hasta la actualidad.

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

En conclusión, desde el punto de vista sedimentario, el registro de Cardina I es resultado de periodos acumulativos, producto de la erosión de las laderas por procesos de arroyada concentrada coincidentes con las fases culturales principalmente del Gravetiense final (*c.* 30, 1 - 26,5 ka, TL) y del Magdalenense superior final. Las condiciones climáticas fueron frías, especialmente durante el Gravetiense coincidente con el horizonte del yacimiento de Olga Grande 14 (Vilanova de Foz Côa, Portugal) (AUBRY *et al.*, 2002). También, existieron periodos con distintas fases de acumulaciones de arroyadas difusas, con una capacidad de erosión relativamente limitada (BERTRAN *et al.*, 2004), sin cubierta vegetal como sucede en los periodos atribuidos al Solutrense (*c.* 24,4 - 20,7 ka, TL) y al Magdalenense superior. En otras zonas atlánticas de la Península Ibérica, como es el caso de Galicia también se detectan algunas de las fases acumulativas documentadas en el tramo superior de Cardina I, especialmente durante el *Dryas* reciente *c.*11.000 - 10.000 BP (MARTÍNEZ *et al.*, 1995).

AGRADECIMIENTOS

Quisiéramos expresar nuestro agradecimiento al Servicio de Difracción y Espectrometría de Rayos X del Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera del CSIC por los análisis efectuados.

REFERENCIAS

- AUBRY, T., MANGADO, X., SAMPAIO, J. D., SELLAMI, F. (2002). "Open-air rock-art, territories and modes of exploitation during the Upper Palaeolithic in the Côa Valley (Portugal)". *Antiquity* **76**: 62 - 76.
- BERGADA, M. M. (1998). "Estudio geoesquelético de los asentamientos prehistóricos del Pleistoceno Superior y el Holoceno inicial en Catalunya". *BAR International Series* nº **742**. 267 pp.
- BERTRAN, P., LE BISSONNAIS, Y., TEXIER, J.P. (2004). "Ruissellement" in Bertran, P (dir.). Dépôt de pente continentaux dynamique et faciès. *Quaternaire*. Numéro 1- 2004. 80-109.
- BULLOCK, P., FÉDOROFF, N., JONGERIUS, A., STOOPS, G. AND TURSINA, T. (1985). *Handbook for Soil Thin Section Description*. Waine Research Publ., Wolverhampton, 152 pp.
- FULLOLA, J. M., MANGADO, X. (1999). *Informe de la campaña 1999 en el yacimiento al aire libre de Cardina I - Salto do Boi (Santa Comba, Vila nova de Foz Côa, Portugal)*. SERP. Universitat de Barcelona.
- MARTÍNEZ, A., MOARES, C. (1995). *Edafología y arqueología: aplicaciones al estudio de yacimientos arqueológicos al aire libre en Galicia*. Ed. Grafisant, Santiago de Compostela.
- VALENTIN, C., BRESSON, L. M. (1992). "Morphology, genesis and classification of surface crust in loamy and sandy soils". *Geoderma*, **55**: 225-254.
- VALLADAS, H., MERCIER, N., FROGET, L., JORON, J.L., REYSS, J.L., AUBRY, T. (2001). "TL dating of Upper Palaeolithic sites in the Coa Valley (Portugal)". *Quaternary Science Reviews* **20**: 939 - 943.

ACTIVIDADE TECTÓNICA PLEISTOCÉNICA NO SW DE PORTUGAL: O SISTEMA DE FALHAS SÃO TEOTÓNIO - ALJEZUR – SINCEIRA E EVIDÊNCIAS DE LEVANTAMENTO AO LONGO DO LITORAL

P.M. Figueiredo ¹, J. Cabral ^{1,2}, T. K. Rockwell ³

¹ IDL, Instituto Infante Dom Luizl, Lisbon University, pmfigueiredo@fc.ul.pt

² GEOFCUL, Geology Department, Science Faculty of Lisbon University, jcabral@fc.ul.pt

³ Department of Geological Sciences, San Diego State University, California, USA

ABSTRACT

Southwestern Portugal is located close to the Eurasia-Nubia plate boundary, near the Azores-Gibraltar fracture zone. East of the Gloria transform fault, this boundary becomes complex and diffuse, where deformation related to the NW-SE convergence of Iberia and Nubia, at a rate of ca. 4-5 mm/year, becomes distributed across a few hundred kilometres wide zone. This area corresponds to the inferred seismogenic source zone for the 1755 earthquake and tsunami (estimated \geq Mw 8), and also for the Mw 7.9 1969 event. The São Teotónio–Aljezur–Sinceira fault system (STASFS) extends NNE-SSW for 50km, parallel and close to the southwest Portuguese coast, and controls the development of small Cenozoic tectonic basins. It comprises onshore faults which may correlate to the ongoing plate boundary deformation. We present evidence for Pleistocene tectonic activity, identified through field work and trenches.

RESUMO

A zona Sudoeste de Portugal Continental corresponde à área emersa mais próxima do limite de placas Eurásia- Núbia, onde se situa a zona de fractura Acores-Gibraltar que, para leste, adquire uma geometria complexa, onde a deformação se encontra distribuída numa faixa com largura da ordem da centena de quilómetros. Esta zona de deformação distribuída está relacionada com a convergência entre as placas Ibéria e a Núbia, que ocorre à taxa de 4-5 mm/ano, e corresponde também à zona de geração de sismos importantes como os de 1755 (Mw 8) e 1969 (Mw 7,9). O sistema de falhas São Teotónio - Aljezur – Sinceira, paralelo ao litoral vicentino, com cerca de 50km de comprimento e de orientação NNE-SSW, encontra-se provavelmente relacionado com estas estruturas e condicionou a formação de depressões tectónicas cenozóicas. Neste trabalho apresentam-se evidências de actividade tectónica pleistocénica, recentemente identificadas por reconhecimentos de campo e pela abertura de trincheiras ao longo de segmentos de falha deste sistema.

ENQUADRAMENTO

Ao longo do litoral vicentino, no sector Sudoeste do litoral português, as arribas talhadas predominantemente em xistas e grauvaques paleozóicos podem atingir mais de 100m de altura, sendo possível observar evidências de levantamento tectónico, expresso através de terraços marinhos e paleo-arribas. Pelo contrário, no litoral Sul, onde o substrato é predominantemente carbonatado e fortemente carsificado, as arribas apenas atingem o máximo de algumas dezenas de metros de altura, e os terraços marinhos encontram-se no geral, pior preservados. Durante diversos episódios de incursão marinha desenvolveram-se plataformas de abrasão com expressão regional, testemunhadas na paisagem. Embora o trabalho realizado para identificar e datar a sequência dos vários terraços marinhos (ou plataformas) seja ainda muito preliminar, supõe-se que estes sejam de idade pleistocénica. Confirmou-se a presença do terraço marinho localizado à cota regional mais elevada, perto da zona do vértice geodésico de Fonte Santa (DIAS, 2001), a cerca de 350m de altitude e aproximadamente a 13km do litoral actual, e corrobora-se a atribuição de uma idade pliocénica (Figura1).



Figura 1. A) Sedimentos marinhos pleistocénicos (80/85m), junto à praia do Telheiro, Sagres. A linha ponteada indica a superfície de abrasão marinha basal talhada em substrato Triásico (adaptado de DIAS, 2001); sobre estes depósitos encontram-se sedimentos eólicos. B) Sedimentos provavelmente eólicos, cimentados por ferruginização intensa, sobrejacentes a depósitos de praia de idade provável pliocénica, assentes sobre o substrato paleozóico arrasado, em Fonte Santa (350m) C) Superfícies de abrasão marinha no litoral sul.

Estas plataformas de carácter regional encontram-se afectadas por um sistema de falhas NNE-SSW (Figura 2), subparalelo à linha de costa, designado sistema de falhas São Teotónio - Aljezur- Sinceira (SFSTAS), que se encontra muito provavelmente correlacionado com as estruturas reconhecidas no *offshore* mas últimas décadas (Falhas Marquês de Pombal, Pereira de Sousa, Canhão de S. Vicente e da Ferradura) (RIBEIRO, 2006). Estas estruturas (SFSTAS) correspondem a falhas de desligamento esquerdo, com uma ligeira componente inversa, prolongando-se o sistema por cerca de 50km (CABRAL, 1995; DIAS, 2001). Durante o Cenozoico este sistema de falhas controlou o desenvolvimento de pequenas depressões tectónicas que correspondem, de norte para sul, às bacias de São Miguel (Odeceixe), Aljezur, Alfambras e Pedralva-Sinceira, e que se encontram preenchidas por sedimentos miocénicos a pleistocénicos. Em alguns locais é inferido um deslocamento vertical que atinge cerca de 100m, mas no geral o deslocamento vertical é apenas na ordem de algumas dezenas de metros.

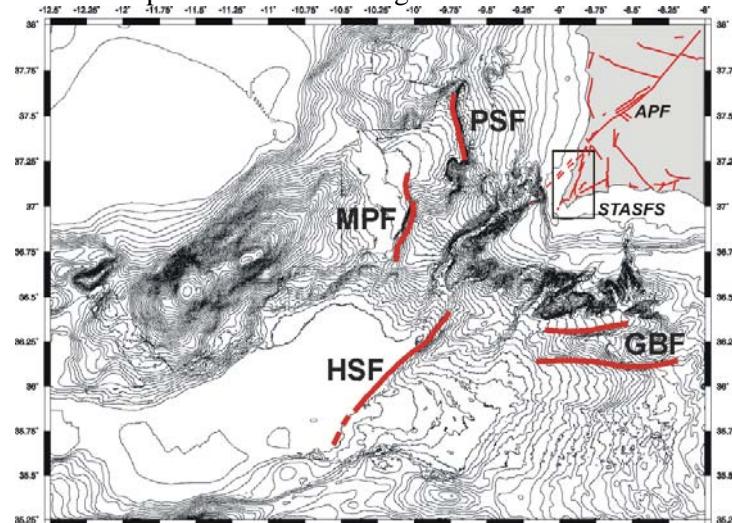


Figura 2. Principais estruturas neotectónicas localizadas no sector Sudoeste da Península Ibérica (Sudoeste de Portugal): Estruturas localizadas no *onshore*: APF – Falha de Alentejo Placencia; STASFS – Sistema de Falhas São Teotónio Aljezur Sinceira. Estruturas localizadas no *offshore*: PSF- Falha Pereira de Sousa; MPF

– Falha Marquês de Pombal; HSF – Falha da Ferradura; GBF – Falhas do Banco de Guadalquivir. A zona de estudo encontra-se demarcada por um rectângulo.

SECTOR DE ALFAMBRAS

A falha de Alfambras encontra-se cartografada ao longo do bordo ocidental da bacia de Alfambras, separando sedimentos areno-carbonatados miocénicos, a E, de metasedimentos paleozóicos, a W (MANUELLA, 1992). Esta bacia apresenta uma largura máxima de 2km, contendo uma espessura variável de sedimentos miocénicos e outros supra jacentes (quaternários?).

Com base em observação prévia sobre fotografia aérea à escala 1 / 18.000, efectuaram-se estudos de campo detalhados em zonas alvo, visando a identificação de falhas com expressão à superfície topográfica e afectando as formações geológicas mais recentes, para caracterizar a sua actividade. A interpretação da geologia e geomorfologia locais permitiram a selecção de um sítio onde foram abertas trincheiras para investigação geológica pormenorizada (Figura3). Estas trincheiras, de direcção perpendicular ao traço da falha identificada, foram abertas junto ao local de Bemparece, cerca de 5km a sul de Aljezur, permitindo a exposição de deformação afectando sedimentos fluviais de granulometria variada, provavelmente associados uma drenagem longitudinal (axial), e também sedimentos grosseiros discordantes suprajacentes, associados a uma drenagem transversal a partir do bordo ocidental da depressão. Ambos os sedimentos são posteriores à sedimentação carbonatada miocénica. Para além desta sequência sedimentar, foi igualmente exposto um nível de paleo-solo desenvolvido na unidade de topo (grosseira) que corresponde a um solo tipo *Alfisoil*, que, pelo grau de evolução, se presume ser de idade inferior a 700 ka. Afectando estes sedimentos de idade provável pleistocénica, foi identificada deformação interpretada como correspondendo a uma falha de desligamento esquerdo com componente de movimentação vertical de atitude N10°E. Apesar de não ter sido possível quantificar deslocamentos laterais, foi possível estimar um rejeito vertical na ordem de 1,5m, com subida relativa do bloco ocidental.

Para a caracterização das unidades sedimentares expostas nas trincheiras, ainda não reconhecidas na bacia de Alfambras e não correlacionáveis com os sedimentos já caracterizados na bacia de Aljezur, foram recolhidas amostras para estudo sedimentológico e estudo de conteúdo em ostracodos, bem como amostras para obter datações absolutas através do método geocronológico OSL (*Optically Stimulated Luminescence*).

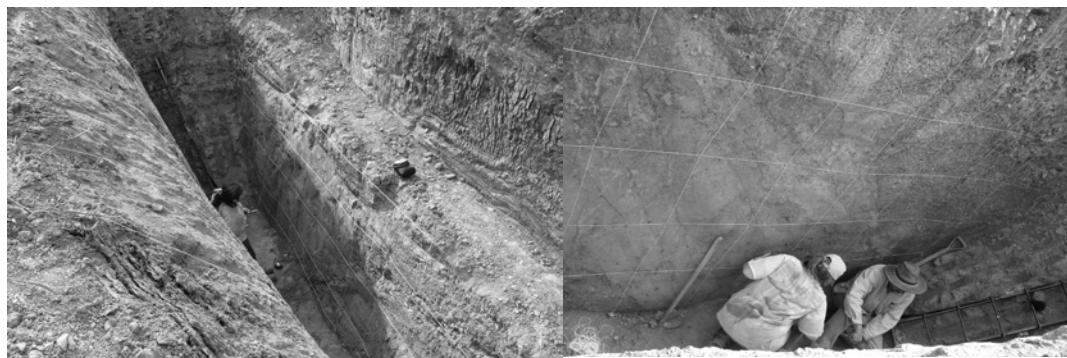


Figura 3. Aspectos gerais do sector ocidental da Trincheira ALF1, perpendicular à falha de Alfambras.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi subsidiado pela Fundação da Ciência e Tecnologia, através de uma bolsa de doutoramento (SFRH/BD/36892/2007) e projecto de investigação

“Estudos de Paleosismicidade sobre Falhas Activas em Portugal Continental” (PTDC/CTE-GIN/66283/2006). Os autores agradecem ainda a disponibilidade do Parque Natural do Sudoeste Alentejano e Costa Vicentina, pela autorização dos trabalhos e à Câmara Municipal de Aljezur, pela colaboração cedida.

REFERÊNCIAS

- CABRAL, J. (1995) - Neotectónica em Portugal Continental. Memória nº31, Instituto Geológico e Mineiro, 265 pp.
DIAS, R. (2001) - Neotectónica da Região do Algarve , Dissertação de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 369 p.
MANUELLA, G.(Coordenador) (1992) – Carta Geológica da Região do Algarve, escala 1/100.000, Noticia Explicativa, *Serv. Geol. Port.* Lisboa, 15p.
RIBEIRO A., MENDES-VICTOR L., CABRAL J., MATIAS L. E TERRINHA P. (2006) - The 1755 earthquake and the beginning of closure of the Atlantic, European Review, Vol.14, 2: 193-205.

PALEOHIDROLOGÍA EN EL NE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA DURANTE LOS ÚLTIMOS 21.000 AÑOS: EL REGISTRO LACUSTRE DE ESTANYA (HUESCA)

M. Morellón¹, B. Valero-Garcés¹, F. Anselmetti², D. Ariztegui³, P. Corella¹, A. Delgado-Huertas⁴,
P. González-Sampériz¹, P. Mata⁵, A. Moreno⁶, A. Pérez-Sanz⁷, M. Rico⁸, O. Romero⁶, M.
Schnellmann², T. Vegas-Vilarrubia⁸

¹ Instituto Pirenaico de Ecología (IPE)-CSIC. Avda. Montañaña 1005. 50059 Zaragoza, ESPAÑA, mariomm@ipe.csic.es,

² EAWAG, Swiss Federal Institute of Aquatic Research, Ueberlandstrasse 133, CH-8600 Duebendorf, SUIZA

³ Section of Earth Sciences. University of Geneva. Rue des Maraîchers 13. CH-1205 Genève, SUIZA

⁴ Estación Experimental del Zaidín (EEZ)-CSIC, Calle Prof. Albareda 1, 18008 Granada, ESPAÑA

⁵ Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Universidad de Cádiz. Polígono Río San Pedro s/n. 11510 Puerto Real (Cádiz), ESPAÑA

⁶ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (IACT)-CSIC. Universidad de Granada. Campus Fuentenueva. 18002 Granada, ESPAÑA

⁷ Geological Institute – Swiss Federal Institute of Technology, Zürich (ETH). Sonneggstrasse 5. CH-8092 Zürich, SUIZA
⁸ Departament d'Ecologia. Facultat de Biologia, Universitat de Barcelona. Av. Diagonal 645, Edf. Ramón Margalef. 08028 Barcelona, ESPAÑA

ABSTRACT

The multi-proxy analysis of sediment cores from karstic Lake Estanya (NE Spain) provides the first continuous record of the palaeohydrological evolution of the region during the last 21.000 years. Shallow water levels, high salinity and low organic productivity prevailed during lateglacial times, with intensified aridity during the so-called Mystery Interval (17,500 – 14,500 cal. years BP), the Younger Dryas (13,300 – 11,600 cal. years BP) and prior to the Holocene. The onset of more humid conditions started at 9.400 cal yrs BP, indicating a delayed hydrological response to the onset of the Holocene. Higher water availability characterized the last 9,400 years, as recorded by most Iberian marine and continental records. The Estanya records demonstrate a high impact of suborbital global climate fluctuations in lake hydrology. Increase in lake level and detrital sediment delivery during the last millennium also indicate changes in land uses in the watershed since Medieval times.

RESUMO

El análisis multidisciplinar de sondeos de sedimento del lago kárstico de Estanya (NE de España) proporciona el primer registro continuo de la evolución paleohidrológica de la región durante los últimos 21.000 años. Durante el Tardiglacial predominaron las condiciones someras, con alta salinidad y baja productividad orgánica, con los períodos de máxima aridez durante el llamado Mystery Interval (17.500 – 14.500 años cal. BP), el Younger Dryas (13.300 – 11.600 años cal. BP) y justo antes del Holoceno. El aumento de la humedad tuvo lugar hace 9.400 años, indicando una respuesta hidrológica retrasada con respecto al comienzo del Holoceno. Durante este periodo predominó una mayor disponibilidad hídrica, tal y como registran la mayoría de secuencias marinas y continentales de la Península Ibérica. El registro de Estanya demuestra un impacto significativo de las fluctuaciones climáticas globales a escala suborbital en la hidrología del lago. El aumento en el nivel del lago y en los aportes detríticos a lo largo del último milenio también indican cambios en los usos del suelo de la cuenca lacustre de Estanya durante el último milenio.

INTRODUCCIÓN Y ÁREA DE ESTUDIO

Las lagunas de Estanya (42°02' N, 0°32' E; 670 m.s.n.m.) constituyen un sistema kárstico ubicado en el sector central de las Sierras Exteriores del Pre-Pirineo (NE de España), una zona climáticamente sensible situada en la transición entre los Pirineos y la Cuenca del Ebro, caracterizados por regímenes bioclimáticos subatlánticos y

submediterráneos, respectivamente. Los afloramientos de litologías carbonatadas y evaporitas triásicas (facies Muschelkalk y Keuper) han favorecido la actividad kárstica y el consiguiente desarrollo de extensos poljes y dolinas de pequeñas dimensiones en la zona. Las tres lagunas que componen el sistema están desarrolladas sobre estas litologías, dentro de una cuenca endorreica reducida (2.45km^2) (LÓPEZ-VICENTE, 2007). El “Estanque Grande de Abajo” es el más extenso y profundo y donde se centra esta investigación. Se trata de una dolina de colapso de tipo “uvala”, formada por la coalescencia de dos subcuenca con profundidades máximas de 12m (NW) y 20m (SE), separadas por un umbral, actualmente cubierto por una lámina de agua de 2 ó 3m.

El lago es endorreico y el balance hidrológico de las lagunas está controlado por el aporte de aguas subterráneas procedentes del acuífero local kárstico y las pérdidas por evaporación (MORELÓN *et al.*, 2008), lo que lo convierte en un excelente sensor de cambios hidrológicos. El lago es oligotrófico, con aguas salobres de composición sulfatada-cálcica y monomictico, con estratificación termal y anoxia en el hipolimnion en época estival (ÁVILA *et al.*, 1984).

Este trabajo pretende reconstruir la evolución paleohidrológica de las lagunas a lo largo de los últimos 21.000 años mediante el estudio multidisciplinar de sondeos del relleno sedimentario del lago principal (Estanque Grande de Abajo). El análisis de facies sedimentarias, la geoquímica elemental, los isótopos estables en materia orgánica y la sílice biogénica, junto con el excelente control cronológico proporcionado por el modelo de edad, han permitido reconstruir los principales cambios en la sedimentación, las fluctuaciones en la salinidad, y en la productividad orgánica a lo largo del último ciclo glacial.

MATERIALES Y MÉTODOS

En 2002 se llevó a cabo una campaña de prospección geofísica mediante un sistema acústico de 3.5 kHz para obtener una serie de perfiles de la estructura del relleno sedimentario de la cuenca. En total se cubrieron 6 kms de líneas sísmicas con una resolución media de 50 m entre cada una. Las campañas de sondeo se llevaron a cabo en dos fases: en 2004 se recuperaron 4 sondeos (1A-4A) con un equipo Kullenberg; y en 2006 se recuperó un sondeo adicional (5A) con un sistema Uwitec. Los testigos más largos (1A y 5A) alcanzaron 4,5 y 11 m de longitud y con ellos se construyó la secuencia compuesta estudiada. Las facies sedimentarias se identificaron mediante descripciones visuales macroscópicas y microscópicas con frotis de sedimento y láminas delgadas.

Las secciones de los sondeos 1A y 5A se analizaron con un escáner de Fluorescencia de Rayos X AVAATECH XRF II con una corriente de rayos X de 0.5mA y 10 kV, durante 60 s por cada medida y con una resolución espacial de 5 mm. Se midieron los contenidos en elementos ligeros (Al, Si, S, K, Ca, Ti y Fe) y a los resultados obtenidos se les aplicó un Análisis de Componentes Principales con el software SPSS 14.0. En estas secciones se tomaron muestras de sedimento con un espaciado de de 5 cm para análisis mineralógico, $\delta^{13}\text{C}$ en materia orgánica, Sílice Biogénica (Si Bio) (sondeo 1A) y de 10 cm para éste último en el sondeo 5A. Los valores $\delta^{13}\text{C}$ en materia orgánica se calcularon mediante espectrometría de masas convencional, utilizando un IRMS Finnigan MAT 251 y se expresaron en la notación delta relativa al estándar V-PDB. Para el análisis de Si Bio se empleó el método de extracción alcalina establecido por MÜLLER Y SCHNEIDER (1993).

El modelo de edad está basado en 17 dataciones de ^{14}C AMS que se calibraron con la curva INTCAL04 (REIMER *et al.*, 2004), seleccionando el intervalo de probabilidad 2σ . La relación edad/profundidad se obtuvo mediante una regresión mixta, tal y como se describe en MORELLÓN *et al.* (2009 y en prensa).

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

La estratigrafía sísmica de la cuenca muestra tres grandes unidades, coherentes con la secuencia sedimentaria: (i) una unidad basal, caracterizada por facies sísmicas transparentes y restringida a los depocentros de las dos subcuenca, depositada durante el Tardiglacial; (ii) una unidad intermedia, caracterizada por reflexiones continuas de alta amplitud, correspondiente al Holoceno; y (iii) una unidad superior con reflexiones paralelas intensas que comprende los últimos 800 años de depósito. Estas dos últimas unidades se sedimentaron a lo largo de toda la cuenca, indicando un ascenso en la lámina de agua con respecto a la unidad tardiglacial, que condujo a la conexión de las dos cubetas. También se ha puesto de manifiesto la presencia de numerosos depósitos gravitacionales (MORELLÓN *et al.*, 2009).

Por su parte, el modelo de facies sedimentarias (clásticas, organogénicas, carbonatadas y yesíferas) ha permitido delimitar 7 unidades y 28 subunidades a lo largo de la secuencia, que representan diferentes ambientes de depósito, caracterizados por sus correspondientes asociaciones de facies, que se han ido sucediendo a lo largo de la historia sedimentaria de la cuenca. La base de la secuencia (Unidad VII) está caracterizada por el depósito de facies carbonatadas, depositadas en un lago somero salobre, que dan paso a facies yesíferas laminadas y bandeadas representativas de un lago salino de profundidad moderada (Unidad VI). El paso a la Unidad V marca el retorno a condiciones salobres y más profundas, tal y como indica la presencia de facies carbonatadas, que progresivamente son reemplazadas por facies yesíferas hacia techo. La Unidad IV, compuesta por facies carbonatadas masivas y yesos nodulares se depositó en un complejo de lago salino efímero – llanura de barros, y representa las condiciones más someras experimentadas en la historia de la cuenca. Estos sedimentos son sustituidos por facies organogénicas y yesíferas, representativas de un lago salino profundo con tapetes microbianos durante el depósito de la Unidad III. Finalmente, tras la unidad transicional II, la parte superior de la secuencia (Unidad I) está dominada por facies clásticas, depositadas en un lago de aguas dulces a salobres con estratificación estacional o permanente (similar al sistema actual) - Figura 1.

Como la mayoría de los registros del ámbito europeo y mediterráneo, la secuencia indica condiciones predominantemente áridas durante el Tardiglacial, caracterizadas por niveles bajos en la lámina de agua, alta salinidad y baja productividad, que se invierten durante el Holoceno dando lugar a condiciones de mayor humedad. Los eventos de cambio climático a escala suborbital ocurridos durante el último ciclo glacial en el Atlántico Norte han sido registrados en Estanya como cambios abruptos caracterizados por una respuesta sincrónica de todos los paleoindicadores. Así, el Bölling/Allerød (GI-2) y el Younger Dryas (GS-1) se han identificado como ascensos y descensos rápidos en el nivel del lago, respectivamente. Sin embargo, las condiciones de máxima aridez se produjeron aproximadamente durante el llamado “Mystery Interval” (18.000-14.500 años antes de la actualidad) y durante el GS-1.

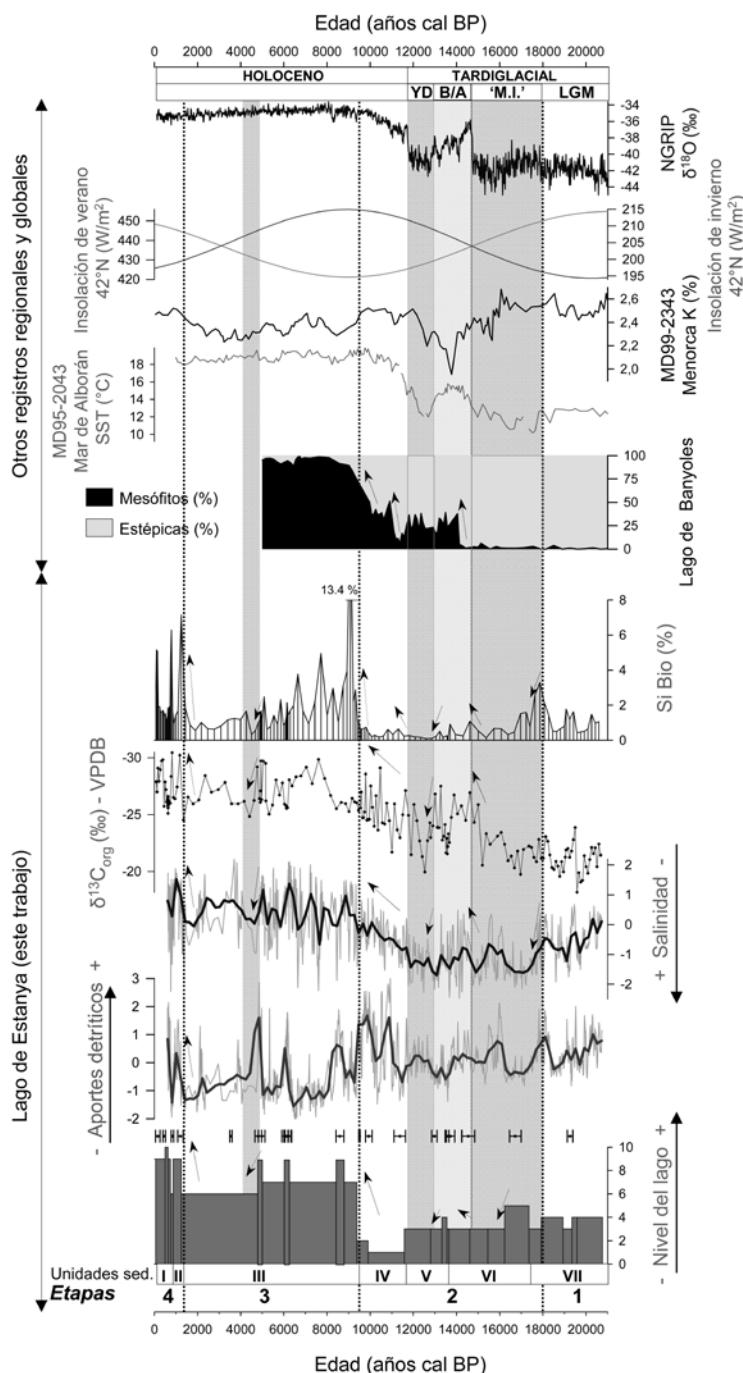


Figura 1. Resumen del registro paleohidrológico de Estanya, modificado de Morellón et al., en prensa. Incluye (de abajo a arriba): etapas paleoclimáticas (1-4), unidades sedimentarias (I-VII), estimación de los cambios en el nivel del lago (0-11), inferidos a partir de las facies sedimentarias; aportes clásticos y salinidad (puntuaciones de los dos ejes principales deducidos a partir del ACP de los datos de geoquímica elemental), con datos originales (gris) y suavizado (media móvil de período 10); $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ y sílice biogénica (Si Bio). En la parte superior, otros registros globales y regionales (de arriba a abajo): $\delta^{18}\text{O}$ del sondeo de Groenlandia NGRIP (RASMUSSEN et al., 2008), cambios en la insolación de invierno y verano a 42°N, registro de potasio (K) (%) en el sondeo marino MD99-2343 (Menorca) (FRIGOLA et al., 2008), registro de temperatura superficial del mar (SST, °C) del sondeo marino MD95-2043 (Mar de Alborán) (CACHO et al., 1999) y secuencia polínica simplificada de Banyoles (PÉREZ-OBIOL Y JULIÀ, 1994). Se indica también la cronología de los eventos YD (Younger Dryas), B/A (Bölling/Allerød), M.I. (Mystery Interval) y LGM (Último Máximo)

Glacial).

A diferencia de otras reconstrucciones, en Estanya existieron balances hídricos positivos durante el Último Máximo Glacial, coherentes con otros registros regionales (GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ *et al.*, 2008), y el aumento en la humedad efectiva asociada al comienzo del Holoceno se produjo con un cierto desfase cronológico y con un abrupto aumento en el nivel del lago hace 9.400 años. La cronología de evento coincide con aumentos en la disponibilidad hídrica registrados por otras secuencias continentales (e.g., Banyoles, (PÉREZ-OBIOL Y JULIÀ, 1994)) y marinas (e.g., Alborán, (FLETCHER Y SÁNCHEZ GOÑI, 2008)) de la Península Ibérica (Figura 1).

Por su parte, el Holoceno, tradicionalmente considerado como un período climáticamente estable, presenta una gran variabilidad hidrológica, alterando períodos de elevada salinidad y menor disponibilidad hídrica con etapas húmedas, caracterizadas por un incremento en el nivel del lago y una mayor escorrentía superficial y aporte de sedimentos (Figura 1). El período de máxima humedad se produjo durante el Holoceno temprano y medio (9.400 – 4.800 años antes de la actualidad) y finalizó en un período árido en torno a hace 4.500 años, ampliamente documentado en la Cuenca Mediterránea, seguido de una leve recuperación de los niveles hidrológicos. Hace 1.200 años se produjo un aumento drástico en el nivel del lago que dio lugar a la máxima altura de la lámina de agua durante el último milenio, interrumpida por una nueva crisis de aridez hace 800 años, probablemente asociada al Período Cálido Medieval. Sobre esta estructura tradicionalmente admitida del Holoceno se superponen otras fases de menor duración caracterizadas por una mayor disponibilidad hídrica (centradas alrededor de 8.6, 6.2 y 4.8 miles de años antes de la actualidad) probablemente relacionadas con la variabilidad de alta frecuencia intra-Holocena registrada en otras secuencias marinas y continentales del Mediterráneo Occidental y el Atlántico Norte. La puesta en cultivo de la cuenca de Estanya tras la conquista cristiana de la zona en el siglo XIII (RIERA *et al.*, 2004) provocó un drástico aumento en la tasa de sedimentación (de 0.2 a 2.1 mm/año) y marcó el comienzo del impacto humano en la hidrología y la sedimentación del lago. Durante el Período Cálido Medieval se registraron las condiciones más cálidas y secas del último milenio, en el contexto de una presión humana limitada, que dieron paso a la Pequeña Edad de Hielo (años 1300 a 1850 DC), con menores temperaturas y mayor humedad efectiva. Este período presenta una compleja estructura interna en la que alternan etapas húmedas (1300 - 1380, 1450 – 1750, siglo XIX) y diversas crisis de aridez (1380 – 1450, alrededor de 1750). Durante el siglo XIX, se alcanzó el máximo nivel del lago, dando lugar a la máxima expansión de los subambientes litorales debido a la inundación de la plataforma litoral. Finalmente, a lo largo del siglo XX se produjo una ligera reducción en el volumen del lago, en el contexto de mayores temperaturas y menor presión humana en la zona.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación se ha financiado con los proyectos LIMNOCAL (CGL2006-13327-C04-01) y GRACCIE (CSD2007-00067), concedidos por la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (CICYT), y a través del proyecto multidisciplinar PM073/2007, concedido por la Diputación General de Aragón (DGA).

REFERENCIAS

- ÁVILA, A.; BURREL, J.L.; DOMINGO, A.; FERNÁNDEZ, E.; GODALL, J.& LLOPART, J.M.; (1984) - "Limnología del Lago Grande de Estanya (Huesca)". *Oecologia aquatica*, 7: 3-24.
CACHO, I.; GRIMALT, J.O.; PELEJERO, C.; CANALS, M.; SIERRA, F.J.; FLORES, J.A.& SHACKLETON, N.; (1999) - "Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures".

- Paleoceanography*, 14: 698-705.
- FLETCHER, W.J.& SÁNCHEZ GOÑI, M.F.; (2008) - "Orbital- and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr". *Quaternary Research*, **70**(3): 451-464.
- FRIGOLA, J.; MORENO, A.; CACHO, I.; CANALS, M.; SIERRO, F.J.; FLORES, J.A.& GRIMALT, J.O.; (2008) - "Evidence of abrupt changes in Western Mediterranean Deep Water circulation during the last 50 kyr: A high-resolution marine record from the Balearic Sea". *Quaternary International*, **181**(1): 88-104.
- GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P.; VALERO-GARCÉS, B.L.; MORELLÓN, M.; NAVAS, A.; MACHÍN, J.& DELGADO-HUERTAS, A.; (2008) - "Vegetation changes and hydrological fluctuations in the Central Ebro Basin (NE Spain) since the Late Glacial period: Saline lake records". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **259**(2-3): 157-181.
- LÓPEZ-VICENTE, M., (2007) - "Erosión y redistribución del suelo en agroecosistemas mediterráneos: Modelización predictiva mediante SIG y validación con ^{137}Cs (Cuenca de Estaña, Pirineo Central)". PhD Thesis, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 212 pp.
- MORELLÓN, M.; VALERO-GARCÉS, B.; MORENO, A.; GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P.; MATA, P.; ROMERO, O.; MAESTRO, M.& NAVAS, A.; (2008) - "Holocene palaeohydrology and climate variability in Northeastern Spain: The sedimentary record of Lake Estanya (Pre-Pyrenean range)". *Quaternary International*, **181**: 15-31.
- MORELLÓN, M.; VALERO-GARCÉS, B.; VEGAS, T.; GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P.; DELGADO-HUERTAS, A.; MATA, P.; MORENO, A.; RICO, M.& CORELLA, J.P.; (en prensa) - "Late glacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: the Lake Estanya record (NE Spain)". *Quaternary Science Reviews*.
- MORELLÓN, M.; VALERO-GARCÉS, B.L.; ANSELMETTI, F.; ARIZTEGUI, D.; SCHNELLMANN, M.; MORENO, A.; MATA, P.; RICO, M.& CORELLA, J.P.; (2009) - "Late Quaternary deposition and facies model for karstic Lake Estanya (NE Spain)". *Sedimentology*, doi: 10.1111/j.1365-3091.2008.01044.x.
- MÜLLER, P.J.& SCHNEIDER, R.; (1993) - "An automated leaching method for the determination of opal in sediments and particulate matter". *Deep-Sea Research I*, **40**(3): 425-444.
- PÉREZ-OBIOL, R.& JULIÀ, R.; (1994) - "Climatic Change on the Iberian Peninsula Recorded in a 30,000-Yr Pollen Record from Lake Banyoles". *Quaternary Research*, **41**(1): 91-98.
- RASMUSSEN, S.O.; SEIERSTAD, 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.
- REIMER, P.J.; BAILIE, M.G.L.; BARD, E.; BAYLISS, A.; BECK, J.W.; BERTRAND, C.J.H.; BLACKWELL, P.G.; BUCK, C.E.; BURR, G.S.; CUTLER, K.B.; DAMON, P.E.; EDWARDS, R.L.; FAIRBANKS, R.G.; FRIEDRICH, M.; GUILDERSON, T.P.; HOGG, A.G.; HUGHEN, K.A.; KROMER, B.; MCCORMAC, G.; MANNING, S.; RAMSEY, C.B.; REIMER, R.W.; REMMELE, S.; SOUTHON, J.R.; STUIVER, M.; TALAMO, S.; TAYLOR, F.W.; VAN DER PLICHT, J.& WEYHENMEYER, C.E.; (2004) - "IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 Cal Kyr BP". *Radiocarbon*, **46**(3): 1029–1058.
- RIERA, S.; WANSARD, R.& JULIÀ, R.; (2004) - "2000-year environmental history of a karstic lake in the Mediterranean Pre-Pyrenees: the Estanya lakes (Spain)". *Catena*, **55**: 293-324.

PARTICULARIDADES SEDIMENTARIAS EN EL HOLOCENO DEL SECTOR CENTRAL DE LA DEPRESIÓN DEL EBRO

A. C. Orrios ¹, J.L. P. Monné ²

¹Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Campus de Aula Dei, P.O. Box 13034. 50080 Zaragoza (Spain). E-mail: ana.constant@ipe.csic.es

²Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza (Spain). E-mail: jpena@unizar.es

ABSTRACT

Infilled secondary valleys and their alluvial fans are analyzed in the Central Ebro Depression, in Northeast Spain. These small valleys record a complex sequence of accumulations and incisions of Holocene age. The main objective of this manuscript is to synthesize the available information recorded at different areas in the NE sector of Iberian Peninsula, and emphasize the most particular features of the sedimentary sequence. A complementary objective is to assess the human and/or climatic influence in the deposits origin. Three Holocene levels of valley filling (N3, N2, N1) have been identified. Level N3 is the main accumulation level regarding extension and depth. It is characterized by a long period of sedimentation, from 7185 ± 65 BP (Neolithic Period) to 1495 ± 55 BP (Late Roman Period), and its evolution is related to human activities (deforestation, forest fires, or farming development).

RESUMEN

Se analizan los rellenos de valle y los conos aluviales de la red secundaria de drenaje del sector central de la Depresión del Ebro (NE España). El principal objetivo del trabajo es sintetizar los datos disponibles de diferentes áreas del NE peninsular para poner en evidencia las particularidades más importantes de los dispositivos sedimentarios que reflejan la evolución holocena de este sector. Un objetivo complementario consiste en valorar la impronta climática y/o antrópica existente en las secuencias acumulativas identificadas en los valles. Se diferencian tres niveles de relleno holocenos (N3, N2, N1), entre los que destaca por su potencia y extensión el N3, que abarca unos 7500 años de sedimentación –desde el Neolítico (7185 ± 65 BP) hasta Época Romana tardía (1495 ± 55 BP)- y al que se le atribuye un origen antropoclimático.

INTRODUCCIÓN

El sector central de la Depresión del Ebro (Figura 1) se caracteriza por la presencia de importantes afloramientos de yesos miocenos (*Fm. Zaragoza*) que han favorecido la formación de valles de fondo plano (*vales*), que constituyen la red de afluentes de los ríos Huerva y Ebro.

Estas *vales* están separadas por relieve alomado de yesos o bien por restos de terrazas fluviales y glaciares cuaternarios, formando una red dendrítica muy compleja. Estos fondos planos se componen de los sedimentos arrastrados desde las laderas y pequeños subafluentes, aunque también existe una dinámica longitudinal en el valle principal de carácter fluvial.

Este tipo de morfologías han sido estudiadas principalmente en el río Huerva (valles de las Lenas y de la Morera) por SORIANO (1990), PEÑA *et al.*, 1993, 1996, 2001, 2004, en el valle del Ginel (Mediana de Aragón) por BURILLO *et al.*, 1985, y en el gran escarpe de yesos que se extiende desde Alagón hasta Osera, en el que desembocan un gran número de estos valles (ARAÚZO & GUTIÉRREZ, 1994; PEÑA, 1996; CONSTANTE *et al.*, 2006; CONSTANTE, 2009). La característica general de todos ellos es la conservación

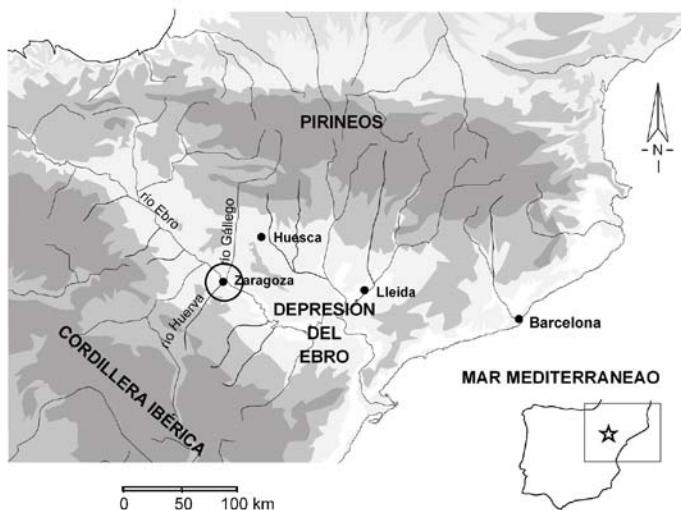


Figura 1. Mapa de localización de la zona de estudio.

de una gran superficie de relleno, que es utilizada para el cultivo de secano, que solamente aparece incidida en la proximidad de los dos ríos principales y en algunos sectores de fuerte actividad del *piping*. Estas zonas incisas permiten la observación directa de las características de los depósitos que conforman el relleno de estos valles. Su estudio ha permitido establecer un sistema de terrazas, tanto pleistocenas en el caso de los niveles superiores, como plenamente holocenas, en sus niveles más bajos.

El objetivo de este trabajo es sintetizar los datos existentes en diferentes zonas y destacar las principales particularidades que rompen con los dispositivos sedimentarios generalmente admitidos en la evolución de estos valles, que pueden aportar información acerca de la importancia de la intervención humana en algunos momentos de su evolución.

METODOLOGÍA

El estudio de los rellenos de valle y de los conos aluviales holocenos tienen como punto de partida la realización de una cartografía geomorfológica detallada, ya que se trata de valles de pequeñas dimensiones, en la que se establece una ordenación sistemática de los niveles localizados, que necesitarán de un posterior refrendo en el campo. Su caracterización se expresa normalmente con la realización de cortes transversales y perfiles longitudinales que muestren los distintos niveles acumulativos. Desde el punto de vista topográfico es posible establecer una ordenación de etapas morfosedimentarias, que muestran superficies a alturas similares para cada nivel sobre el talweg del barranco. Sin embargo, en muchos casos la datación de los sedimentos que componen dichas etapas morfosedimentarias nos indican edades totalmente distintas para niveles considerados de idéntica edad en la elaboración de la cartografía general. Por esta razón, metodológicamente, es muy importante realizar dataciones radiométricas en niveles de materia orgánica de los depósitos y establecer relaciones con restos arqueológicos de suficiente resolución cronológica que pueden aparecer incluidos en las acumulaciones.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los niveles holocenos diferenciados por los autores citados son básicamente tres. Por encima de ellos quedan restos de niveles más antiguos, cuya edad puede abarcar

desde el Holoceno inferior hasta el Holoceno superior (Figura 2 y 3). Si nos ceñimos a las acumulaciones verdaderamente holocenas, aparece en primer lugar un extenso nivel que forma el relleno principal de todas las vales, al que denominamos N3 (Figura 2), que además se extiende sobre las llanuras aluviales de los ríos Ebro y Huerva en forma de pequeños abanicos sedimentarios. Este relleno acabó de configurarse en Época Romana tardía (s. IV-V), ya que en algunos casos, las construcciones de dicha edad aparecen cubiertas por los niveles superiores de este nivel N3, como ocurre en el cono de la Morera, en el valle de las Lenas, en la val de la Señora y en Mediana de Aragón. Sin embargo, el muro de la sedimentación puede ser más variable, habiendo dataciones desde 9865 ± 85 B.P. (ARAUZO & GUTIÉRREZ, 1994) en la Val de Nuez a 7185 ± 65 BP (6057 ± 49 cal. a.C.) en el Barranco de la Virgen (CONSTANTE, 2009) y en torno a 6000 BP (en las vales de la Morera y de las Lenas (PEÑA *et al.* 2004).

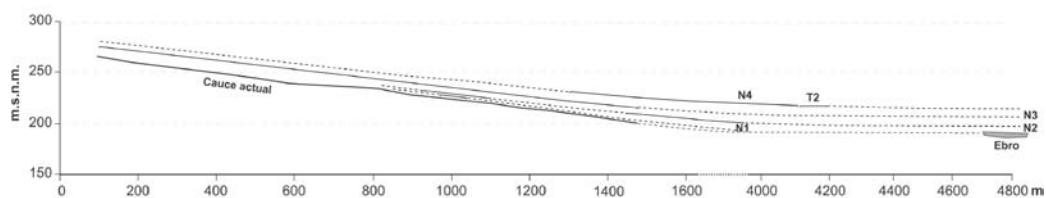


Figura 2. Perfil longitudinal del cauce actual del barranco de las Casas y de sus niveles holocenos, donde se muestra la conexión de éstos con las terrazas del río Ebro, excepto para el nivel N3 (CONSTANTE, 2009).

Este nivel de sedimentación holocena continuada se ve interrumpido bruscamente por una etapa de incisión, que debió comenzar con posterioridad al s. IV-V y que se llenó parcialmente de sedimentos de una nueva etapa acumulativa. El espesor de materiales de esta segunda fase (N2) es muy inferior al del nivel principal y abarca un rango cronológico mucho menor, ya que se sitúa plenamente en Época Medieval. Los niveles más antiguos de esta etapa son de Época Visigoda (1495 ± 55 BP (584 ± 32 cal. d.C.) y 1570 ± 55 BP (496 ± 53 cal. d.C.)), tal como se ha determinado en el cono del Sisallar, formado por un pequeño afluente del río Ebro en el escarpe de yesos de Alagón (Constante, 2009). La finalización de esta fase acumulativa carece de edades absolutas, pero necesariamente tuvo que finalizar antes del s. XVII, ya que esta fecha se le otorga al depósito N1 en el barranco de la Morera (PEÑA *et al.*, 1996, 2004), por lo que lo consideramos de Época Medieval/Post-Medieval, aunque seguramente debió acabar su configuración antes del s. XVI. La separación entre las fases N2 y N1 tuvo que producirse mediante otra etapa de incisión, que en algunos casos alcanzó al sustrato terciario.

Entre los tres niveles pueden existir situaciones de escalonamiento y de encajamiento, ya que en algunos casos aparece el sustrato entre los niveles (barranco de Miranda), mientras que otros, donde el nivel N3 alcanza gran potencia, se caracterizan por encajarse sucesivamente en el conjunto N3, por lo que aparecen niveles cuya parte basal pertenece a este nivel antiguo, pero rematado por una pequeña acumulación de N2 (conos del Sisallar y Alfocea, barranco de la Virgen).

Cronológicamente hay que poner en evidencia que las etapas de incisión se generan de forma rápida y brusca, sin que esté clara la génesis que desencadena el inicio de la erosión lineal. Sin embargo, las etapas acumulativas son más largas, destacando la potencia del nivel N3 y su larga duración cronológica, que es mucho más corta para los niveles N2 y N1 (Figura 3).

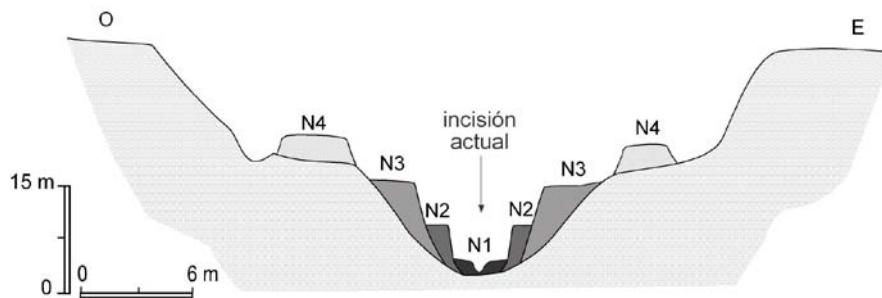


Figura 2. Perfil transversal de uno de los barrancos afluentes del río Ebro por su margen izquierda, donde aparece representada la secuencia de niveles de relleno de valle.

Como se ha puesto de manifiesto en otros trabajos (CONSTANTE, 2009; CONSTANTE & PEÑA, 2009) existe otra gran diferencia entre los niveles N3 y los restantes. De tal manera que se considera que en la etapa N3 está concentrada la evolución geomorfológica de las laderas a lo largo de la deforestación de la mayor parte del Holoceno, por lo que tiene un carácter clima-to-antrópico. Desde el punto de vista sedimentológico este nivel, aparte de su mayor potencia, presenta un predominio de los materiales finos, especialmente en sus tramos superiores y carece de conexión con el sistema de terrazas de los ríos principales (Huerva y Ebro).

Finalmente, hay que señalar que existe una buena correlación entre los barrancos de diferentes zonas, aunque pueden aparecer asincronías respecto a los momentos de máxima intensidad sedimentaria, lo que reflejaría cronologías distintas en las fases de deforestación y erosión del sector central de la Depresión del Ebro. De la misma manera, aunque las etapas se repiten siempre, existen algunas peculiaridades como la observada en el barranco de la Virgen, en la que el nivel N3 presenta una etapa intermedia de incisión durante la Edad del Bronce, con su relleno correspondiente, que no se repite en los demás valles de la región (CONSTANTE *et al.*, 2009).

CONCLUSIONES

En la evolución holocena del sistema de barrancos del sector central de la Depresión del Ebro, aunque existe una coincidencia general en las características de los rellenos sedimentarios, sin embargo, se aprecian algunas particularidades que permiten una mejor aproximación a la evolución concreta de algunos de estos valles. Por una parte, queda clara la existencia de una amplia etapa N3, que abarca al menos unos 7500 años, siendo un registro sedimentario desde el Neolítico hasta Época Romana tardía. A lo largo de esos años se ha producido, sin que exista una verdadera sincronía, la deforestación generalizada de esta región y la consiguiente transferencia de sedimentos a los fondos de los valles secundarios, terminando algunos de ellos en forma de conos aluviales de gran extensión. Esto convierte al nivel N3 en un registro muy detallado, no sólo del Holoceno superior sino de las distintas culturas, cuyos restos arqueológicos han quedado incluidos en muchas ocasiones en la acumulación.

Así pues, en el estudio de las etapas del Holoceno es posible reconstruir la historia del paisaje y de la ocupación humana de este territorio, así como algunas características ambientales, que también han ayudado a la existencia de períodos contrastados de acumulación e incisión.

AGRADECIMIENTOS

La investigación se ha realizado en el ámbito del Grupo consolidado de investigación del Gobierno de Aragón PALEOQ y del Proyecto BTE2003-01296 del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

REFERENCIAS

- BURILLO, F., GUTIÉRREZ, M. & PEÑA, J.L. (1985): "Las acumulaciones holocenas y su datación arqueológica en Mediana de Aragón (Zaragoza)". *Cuadernos de Investigación Geográfica*, XI (1-2), 193-207.
- CONSTANTE, A. (2009): Estudio geoarqueológico de los registros holocenos del sector central del valle del Ebro. Tesis doctoral. Universidad de Zaragoza (inéd.).
- CONSTANTE, A. & PEÑA, J.L. (2009): Human-induced erosion and sedimentation during the Holocene in the Central Ebro Depression, NE Spain. *Congreso Internacional sobre Desertificación en memoria del profesor John B. Thornes*. Murcia. (en prensa).
- CONSTANTE, A., DOSSCHE, R., PEÑA, J.L., SANCHO, C. & DE DAPPER, M. (2006): Dinámica morfosedimentaria holocena en laderas y valles del escarpe de Alfocea-Juslibol (sector central de la Depresión del Ebro). *Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología. Geomorfología y Territorio*. Santiago de Compostela. 979-992.
- CONSTANTE, A., PEÑA, J.L., DOSSCHE, R., DE DAPPER, M. & SANCHO, C. (2009): Holocene evolution and geoarchaeology in the Ebro valley around Zaragoza (Northern Spain). *Ol'man River. Belgeo*. Gante (Bélgica) (en prensa).
- PEÑA, J.L. (1996): "Los valles Holocenos del escarpe de yesos de Juslibol (sector central de la Depresión del Ebro). Aspectos geomorfológicos y geoarqueológicos". *Arqueología espacial*, 15, 83-102, Revista del Seminario de Arqueología y Etnología Turolense, Teruel.
- PEÑA, J.L., ECHEVERRÍA, M.T., PETIT-MAIRE, N. & LAFONT, R. (1993): "Cronología e interpretación de las acumulaciones holocenas de la Val de las Lenas (depresión del Ebro, Zaragoza)". *Geographicalia*, 30, 321-332.
- PEÑA, J.L., CHUECA, J., JULIÁN, A. & ECHEVERRÍA, M.T. (1996): "Reconstrucciones paleoambientales en el sector central de la Depresión del Ebro a partir de rellenos de valle y conos aluviales". In Pérez-Alberti, A. et al (Eds.): *Dinámica y evolución de medios cuaternarios*, 291-307. Santiago.
- PEÑA, J.L., ECHEVERRÍA, M.T., CHUECA, J. & JULIAN, A. (2001): «Processus géomorphologiques d'accumulation et incision pendant l'Antiquité Classique et ses rapport avec l'activité humaine et les changements climatiques holocènes dans la vallée de la Huerva (Bassin de l'Ebre, Espagne)». In F. VERMEULEN y M. de DAPPER, (Eds.): *Geoarchaeology of the Landscapes of Classical Antiquity*, 151-159. Ed. Peeters. Leuven.
- PEÑA, J.L., JULIAN, A., CHUECA, J., ECHEVERRÍA, M.T. & ÁNGELES, G. (2004): "Etapas de evolución holocena en el valle del río Huerva: Geomorfología y Geoarqueología". In J.L. Peña et al (Eds.): *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Univ. Zaragoza e Inst. Fernando el Católico, 289-302.

RECONSTRUCCIÓN PALEOAMBIENTAL DEL IBÓN DE LA BASA DE LA MORA (PIRINEOS CENTRALES, NE IBERIA): PRIMEROS RESULTADOS DEL ANÁLISIS PALINOLÓGICO

A. Pérez-Sanz¹, P. González-Sampériz¹, B. Valero-Garcés¹, C. Sancho-Marcén², M. Morellón¹,
M.T. Rico¹, A. Belmonte¹, A. Moreno¹, P. Corella¹

¹ Instituto Pirenaico de Ecología (IPE)-CSIC. Avda. Montaña 1005. 50059 Zaragoza, ESPAÑA, anaperez@ipe.csic.es

² Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. C. Pedro Cerbuna s/n. 50009 Zaragoza, ESPAÑA

ABSTRACT

Preliminary results of 8 samples from Basa de la Mora (Central Spanish Pyrenees) analyzed for the pollen record are in agreement with the vegetation history of the Pyrenees. However, comparison with previously studied sequences at similar altitudes in the Gállego River valley (west of this site, with a clear Atlantic influence) reveals an interesting Mediterranean influence at the Basa de la Mora record. The relatively but significative dry character of the Early Holocene correlates with other lacustrine records of the region, as the Lake Estanya Sequence. The chronology of the appearance and expansion of some key arboreal taxa (i.e., linden tree, fir and beech) coincides with the previously established dates, according to the preliminary age model. In more recent periods, forest opening might result from the combined effect of climatic changes and anthropic activity, as explained in other similar works carried out by this research group.

RESUMEN

Los resultados preliminares de tan sólo 8 muestras llevados a cabo hasta el momento en el registro de La Basa de la Mora, en el Pirineo central, son perfectamente acordes con la historia de la vegetación conocida para el Pirineo, si bien resulta muy interesante observar una mayor influencia mediterránea en esta secuencia al compararla con otras previamente estudiadas en cotas semejantes y valles próximos como el Alto Valle del Gállego (localizado más al oeste y con una clara influencia atlántica). El carácter más seco del principio del Holoceno es muy significativo y acorde con otros registros lacustres de la región como el Lago de Estaña. La aparición y expansión de determinados taxa arbóreos, coincide a partir del modelo cronológico actual con las anteriormente establecidas (tanto para el tilo como para el abeto y el haya). En períodos más recientes, la apertura del bosque puede ser debida a la conjunción de cambios climáticos y acción antrópica, como se ha visto en otros trabajos de este tipo llevados a cabo en el seno del mismo grupo de investigación.

INTRODUCCIÓN, ÁREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

La Basa de la Mora ($42^{\circ} 32' 51''N$, $0^{\circ} 19' 35''E$, 1914m s.n.m.) es un lago de origen glaciar situado en el macizo calcáreo de Cotiella (Huesca), en la vertiente sur de los Pirineos. Su localización en la zona oriental del Pirineo Central le confiere un clima de transición entre continental y peri-mediterraneo (IZARD *et al.*, 1984).

Está previsto realizar un estudio palinológico de alta resolución de la secuencia lacustre que permitirá reconstruir la evolución de la vegetación de la zona a lo largo del periodo cronológico cubierto. Hasta el momento, las primeras dataciones realizadas indican que la secuencia cubre todo el Holoceno, y su comparación con otras secuencias próximas proporcionará información relevante acerca de las diferencias en los patrones de distribución de la vegetación entre valles con diferente influencia atlántica y mediterránea, y completará un interesante transecto E-O en la zona pirenaica, con secuencias estudiadas o en marcha a diferentes cotas altitudinales (Arreo, El Portalet,

Tramacastilla, Estanya y Moncortés). En 2008 se recuperaron dos sondeos (BSM08-1A y 2A) con una plataforma flotante UWITEC del IPE-CSIC de hasta 12,50 metros de espesor en la zona más profunda del lago. Se han analizado hasta el momento únicamente 8 muestras seleccionadas a profundidades más o menos equidistantes en el sondeo 1A (Tabla 1), con el objeto de adquirir una primera aproximación general de la vegetación Holocena del entorno. La cronología preliminar de la secuencia está basada en 6 dataciones radiocarbónicas AMS, analizadas en el Poznan Radiocarbon Laboratory (Polonia). Las fechas se calibraron con la curva INTCAL04 (REIMER *et al.*, 2004) y el modelo de edad se generó mediante la interpolación lineal de las mismas, con el programa Analyseries. La secuencia polínica de la Basa de la Mora abarca los últimos 10.036 años de calendario.

Tabla 1. Profundidad de sondeo, edad interpolada, concentración polínica y variedad taxonómica de las 8 muestras analizadas en el sondeo BSM0-81A.

BSM08-1A	1U-1 15cm	2U-1 35cm	2U-2 105cm	3U-2 85cm	4U-2 135cm	5U-1 105cm	6U-2 65cm	7U-2 15cm
Profundidad de sondeo (cm)	10	197	333	457	642	755	1006	1168
Edad (cal yr. BP)	165	2.077	4.039	5.827	7.254	8.089	9.010	10.036
Concentración Polínica Total (granos polen / cm³ sed.)	3.569	7.155	19.633	23.089	9.106	11.772	8.731	1.246
Variedad taxonómica	38	34	43	40	32	30	33	31

PRIMEROS RESULTADOS Y DISCUSIÓN GENERAL

La base de la secuencia (1036 cal yr. BP) muestra ya una relación muy alta entre los taxones arbóreos (AP) (78%) y los no arbóreos (NAP) (22%), como suele ser habitual en los registros Holocenos. Predominan las coníferas (*Pinus* y *Juniperus*) presentando *Juniperus* la máxima proporción de toda la secuencia. Los árboles caducifolios apenas se han desarrollado por lo que persistirían ciertas condiciones secas, a pesar de que habitualmente el comienzo del Holoceno en el NE presenta un rápido incremento de la humedad y un desarrollo forestal de caducifolios notable (MONTSERRAT, 1992; GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ *et al.*, 2006). Otro registro de la zona que comparte esta característica es el Lago de Estaña, donde se observa cierto “retraso” en la adopción de las asumidas características climáticas del Holoceno Temprano, periodo más húmedo de la región (GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ *et al.*, 2008 y 2009). *Helianthemun* aparece por única vez en toda la secuencia (Figura 1), corroborando la persistencia de cierta aridez heredera del final del Pleistoceno. *Juniperus* sufre un importante retroceso en el siguiente espectro polínico (9010 cal yr. BP) a la vez que comienza a aumentar la proporción de árboles caducifolios. El desarrollo de los mesófitos junto con el incremento de *Pinus* se manifiesta en el aumento de la relación AP/NAP. En este momento *Betula* alcanza su máximo desarrollo estableciéndose ya una importante masa forestal de características más húmedas. Hacia el 8089 cal. BP se observa una importante retirada del bosque de pino. Todos los taxones arbóreos, excepto *Quercus* caducifolio que aumenta levemente, muestran una disminución en sus proporciones. Como consecuencia, la relación AP/NAP baja al 70%. Este momento de disminución en la capa arbórea-arbustiva viene acompañado por un pequeño aumento de las gramíneas y de las plantas hidrófilas.

BASA DE LA MORA

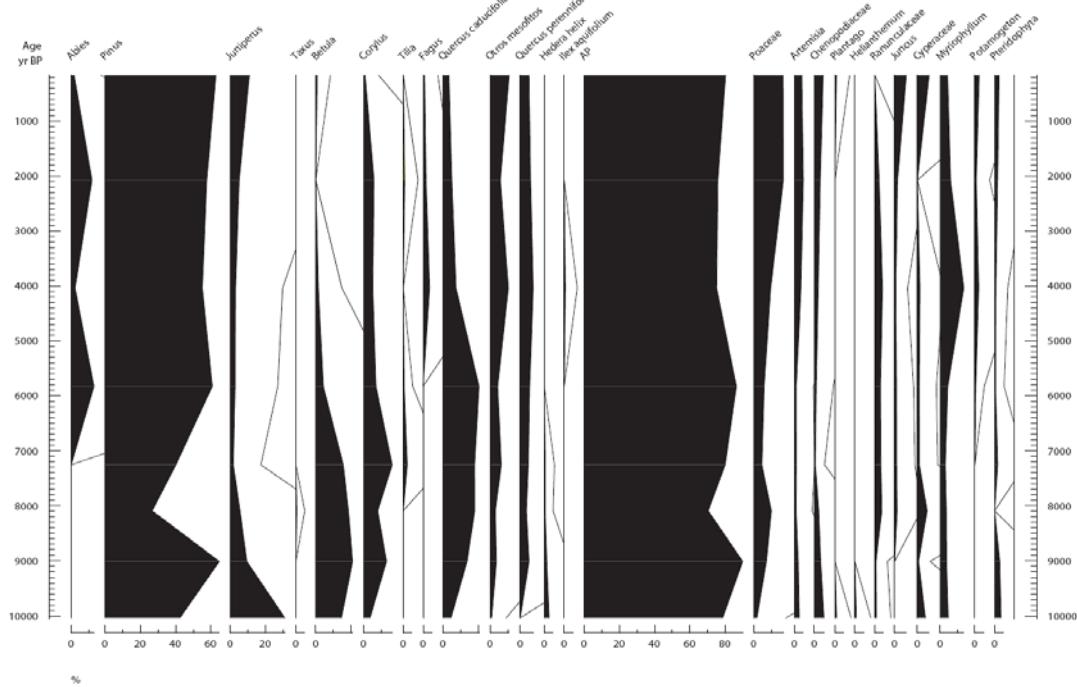


Figura 1. Diagrama polínico preliminar de la secuencia holocena de la Basa de la Mora con una selección de los taxones más representativos.

El siguiente espectro polínico (7254 cal yr. BP) muestra una recuperación del sustrato arbóreo, especialmente de los árboles caducifolios. En este momento *Corylus* alcanza su máxima proporción registrada, a la vez que *Betula* empieza a disminuir, y aparece por primera vez *Tilia*. El tilo es un marcador polínico tradicional del denominado “Óptimo Climático” del Holoceno (GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ *et al.*, 2006) y el modelo cronológico actual de la secuencia de la Basa de la Mora y la máxima expansión de caducifolios recogida en este momento lo confirman. La relación AP/NAP sigue aumentando hacia el 5827 cal yr. BP. El máximo desarrollo de *Quercus* caducifolio coincide con la primera aparición de *Abies*. La proporción de este último, relativamente alta a pesar de su mala capacidad de dispersión, parece indicar que era un componente significativo del bosque cercano a la Basa de la Mora (HUNTLEY Y BIRKS, 1983). En este momento (4039 cal yr. BP) se vuelve a producir un descenso de casi todos los taxones arbóreos, incluyendo el pino, lo que se refleja en una disminución de la relación AP/NAP. Aparece por primera vez *Fagus* con una proporción cercana al 3.8% indicando presencia regional del taxón. Tanto la aparición del abeto como la del haya son acordes con los datos paleobotánicos conocidos de expansión de ambos taxa en el Pirineo durante el Holoceno Reciente.

La siguiente muestra (2077 cal yr. BP) presenta claras semejanzas con el espectro anterior en cuanto a la proporción de cada taxón. Parece que se estabiliza el retroceso del bosque caducifolio. *Juniperus* rompe la tendencia decreciente que ha mostrado durante toda la secuencia y comienza a aumentar tímidamente sus proporciones. La característica más reseñable es el descenso en la concentración polínica (Tabla 1). Por último, a techo de la secuencia (165 cal yr. BP) *Juniperus* sigue aumentando y domina en el espectro arbóreo-arbustivo. Se retoma la retirada del bosque caducifolio con la disminución en las proporciones de *Corylus*, *Tilia*, *Fagus* y *Quercus* caducifolio. Por la cronología

establecida, los cambios observados podrían ser debidos a cierta acción antrópica en el entorno.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación se ha financiado a través del proyecto multidisciplinar PM073/2007, concedido por la Diputación General de Aragón (DGA).

REFERENCIAS

- DUPRÉ, M., (1992) - "Palinología". Sociedad Española de Geomorfología, 30 pp.
- GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., (2004) - "Evolución paleoambiental del sector central de la Cuenca del Ebro durante el Pleistoceno Superior y Holoceno". Instituto Pirenaico de Ecología - C.S.I.C., Departamento de Ciencias de la Antigüedad (Universidad de Zaragoza), Zaragoza, 210 pp.
- GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P.; VALERO-GARCÉS, B.L.; MORENO, A.; JALUT, G.; GARCÍA-RUIZ, J.M.; MARTÍ-BONO, C.; DELGADO-HUERTAS, A.; NAVAS, A.; OTTO, T.& DEDOUBAT, J.J.; (2006) - "Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence". *Quaternary Research*, **66**(1): 38-52.
- GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P.; VALERO-GARCÉS, B.L.; MORENO, A.; MORELLÓN, M.; NAVAS, A.; MACHÍN, J.& DELGADO-HUERTAS, A.; (2008) - "Vegetation changes and hydrological fluctuations in the Central Ebro Basin (NE Spain) since the Late Glacial period: Saline lake records". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **259**(2-3): 157-181.
- GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P.; UTRILLA, P.; MAZO, C.; VALERO-GARCÉS, B.; SOPENA, M.C.; MORELLÓN, M.; SEBASTIÁN, M.; MORENO, A.& MARTÍNEZ-BEA, M.; (2009) - "Patterns of human occupation during the Early Holocene in the Central Ebro Basin (NE Spain): A response to the 8200-year climatic event?" *Quaternary Research*, **71**: 121-132.
- HUNTLEY, B.; BIRKS, H.J.(1983) – “An atlas of past and present pollen maps for Europe: 0-13000 years ago.” Cambridge University Press
- IZARD, M.; CASANOVA, H.; DEVAU, P.; AUTOU, G. (1985) - “Continentalité et notion de zone interne dans les Pyrénées”. *Acta Oecologica. Oecologia Generalis*, **6**: 317-344.
- MONTSERRAT MARTÍ, J. (1992) – “Evolución glacial y postglacial del clima y la vegetación en la vertiente sur de Pirineo: estudio palinológico.” Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC, 147 pp., Zaragoza.
- MOORE, P., WEBB, J. A., COLLINSON, A., (1991) – “An Illustrated Guide to Pollen Analysis. Hodder and Stoughton”, London. 216 pp.
- REIMER, P.J.; BAILLIE, M.G.L.; BARD, E.; BAYLISS, A.; BECK, J.W.; BERTRAND, C.J.H.; BLACKWELL, P.G.; BUCK, C.E.; BURR, G.S.; CUTLER, K.B.; DAMON, P.E.; EDWARDS, R.L.; FAIRBANKS, R.G.; FRIEDRICH, M.; GUILDERSON, T.P.; HOGG, A.G.; HUGHEN, K.A.; KROMER, B.; MCCORMAC, G.; MANNING, S.; RAMSEY, C.B.; REIMER, R.W.; REMMELE, S.; SOUTHON, J.R.; STUIVER, M.; TALAMO, S.; TAYLOR, F.W.; VAN DER PLICHT, J.& WEYHENMEYER, C.E.; (2004) - “IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 Cal Kyr BP”. *Radiocarbon*, **46**(3): 1029–1058.

TABLA CRONOESTRATIGRÁFICA DEL CUATERNARIO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA (v.2)

P.G. Silva¹, C. Zazo², T. Bardaji³, J. Baena⁴, J. Lario⁵, A. Rosas⁶, J. van der Made⁶

¹Departamento de Geología, Escuela Politécnica Superior de Ávila. Universidad de Salamanca.. Av. Hornos Caleros, 50. 05003-Ávila; pgsilva@usal.es

²Departamento de Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006-Madrid; mcnzc65@mncn.csic.es

³Departamento de Geología, Universidad de Alcalá. 28871-Alcalá de Henares; teresa.bardaji@uah.es

⁴Departamento de Prehistoria y Arqueología, Facultad de Filosofía y Letras. Universidad Autónoma de Madrid. 28049-Madrid; javier.baena@uam.es

⁵Facultad de Ciencias, UNED . C/Senda del Rey, 9. 28040 Madrid; Javier.Lario@ccia.uned.es

⁶Departamento de Paleobiología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006-Madrid; arosas@mncn.csic.es (A. Rosas); mcnjv538@mncn.csic.es (J.van der Made)

ABSTRACT

The first edition of the Chronostratigraphic Chart for the Quaternary of the Iberian Peninsula, was elaborated as part of the activities of the International Year of the Planet Earth, and was initially distributed during the XII Reunión Nacional de Cuaternario (AEQUA) hold in Ávila (June, 2007). However, since 2007 the International Commission on Stratigraphy (ICS), and more specifically the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (SQS), has been working both in the definition of the Quaternary status and its subdivisions, based on GSSP's (Global Stratotype Section and Points). That was the main reason we decided to reedit this Chart, including all those formally defined boundaries as well as all the modifications and corrections that have arisen since then, and the reference list. The intrinsic characteristics of this work lead us to envisage it as something dynamic, continuously evolving, that allows us to introduce all the new data as they go rising out.

RESUMEN

Con motivo de la celebración del Año Internacional del Planeta Tierra, se elaboró la primera edición de la Tabla Cronoestratigráfica del Cuaternario de la Península Ibérica, la cual se distribuyó gratuitamente durante la XII Reunión Nacional de Cuaternario (AEQUA) celebrada en Ávila (Junio de 2007). Desde el año 2007 hasta ahora, la Comisión Internacional de Estratigrafía (ICS), concretamente la Subcomisión de Estratigrafía del Cuaternario (SQS), ha trabajado en el establecimiento de los GSSP's (*Global Stratotype Section and Points*) del Cuaternario así como en su propia definición. Por esta razón se ha decidido elaborar esta segunda versión de la Tabla, incluyendo todos los límites oficialmente ratificados así como las modificaciones y correcciones que han ido surgiendo, y la relación de referencias utilizadas. Las características de este trabajo, hace que consideremos esta Tabla como algo dinámico, en continua evolución, que nos permita ir introduciendo todos los nuevos datos que vayan obteniéndose.

INTRODUCCIÓN

La Tabla Cronoestratigráfica del Cuaternario de la Península Ibérica se elaboró inicialmente como parte de las actividades organizadas por AEQUA, en torno a la celebración del Año Internacional del Planeta Tierra (2008). Esta primera versión fue corregida en dos ocasiones aunque fundamentalmente se trataba de errores tipográficos o de nomenclatura. Este año, con motivo de la celebración de la VII Reunión de Cuaternario Ibérico, hemos decidido elaborar una segunda versión, en la que se introducen no solo todas aquéllas correcciones que han ido surgiendo, sino que también se ha actualizado la escala geocronológica, incluyendo los límites cronoestratigráficos oficialmente admitidos a día de hoy por la ICS (*International Commission on Stratigraphy*).

La Tabla incluye dos tipos de datos. En primer lugar se introducen las subdivisiones formales, cronoestratigráficas/geocronológicas, así como diferentes escalas (escala paleomagnética, escala isotópica, curva insolación) internacionalmente reconocidas y las biozonaciones tradicionalmente admitidas y utilizadas en nuestra Península; en segundo lugar se han introducido todos aquéllos datos concretos de yacimientos localizados en la Península Ibérica (principalmente en la parte española), relacionados con la evolución faunística y humana, que pueden ser ubicados cronológicamente dentro de esta escala. Por motivos de resolución gráfica, no se ha incluido la Tabla en el presente volumen, pero puede descargarse libremente de la página oficial de AEQUA (<http://www.aequa.es>), donde igualmente estarán disponibles las sucesivas versiones elaboradas según se vayan obteniendo nuevos datos.

INICIO DEL CUATERNARIO

La división del tiempo geológico se hace según unidades cronoestratigráficas y geocronológicas, así el Cuaternario sería el Sistema/Período geológico más reciente en la historia geológica de la Tierra. Esta asunción tan evidente para todos los cuaternaristas ha sido sin embargo muy debatida y controvertida durante los últimos años, OGG & PILLANS, 2008, hacen una buena síntesis de todo este proceso. En la publicación de la Escala del Tiempo Geológico-2004 (GRANDSTEIN *et al.*, 2005) no se incluía al Cuaternario, de forma que el Neógeno se extendía hasta la actualidad. Finalmente, el pasado 21 de Mayo, tras un proceso de votación llevado a cabo entre los miembros con derecho a voto de la ICS, se aprobó por inmensa mayoría la propuesta elaborada por la Subcomisión de Estratigrafía del Cuaternario (SQS) de la ICS, apoyada por INQUA (*International Union for Quaternary Research*), que ha sido enviada a la IUGS (*International Union of Geological Sciences*) para su ratificación definitiva. Esta propuesta (OGG & PILLANS, 2008) incluye los siguientes puntos:

- La base del Sistema/Período Cuaternario debe coincidir con los primeros indicios de glaciaciones en el Hemisferio Norte, esto es a los 2,58 Ma, (MIS103). Debe ser bajado por lo tanto hasta el GSSP de la base del Gelasíense (en la actualidad el piso más alto de la serie Pliocena).
- La base del Pleistoceno debe coincidir con la base del Cuaternario (es decir con el GSSP del Gelasíense)
- El GSSP de Vrica (actualmente base del Pleistoceno y del Cuaternario, 1,8 Ma) debe mantenerse como base del *Calabriense*, que constituiría el segundo piso (tras el Gelasíense) de la serie Pleistoceno.

SUBDIVISIONES DEL CUATERNARIO (GSSP)

Las subdivisiones del Pleistoceno están todavía en vías de definición y formalización (GIBBARD & COHEN, 2008), tan solo está ratificado el Gelasíense. No obstante, se han introducido en la Tabla (en cursiva) las diferentes propuestas.

La definición formal de las Unidades Cronoestratigráficas/Geocronológicas, se hace en base a los “*Global Stratotype Section and Points*” (GSSP), propuestos por la ICS y ratificados por la IUGS. En la actualidad están ratificados los de la base del Holoceno (WALKER *et al.*, 2008) y del Pleistoceno. No obstante, ésta última fue definida mediante el GSSP de Vrica (AGUIRRE & PASINI, 1985), estando pendiente de que se rebaje al GSSP del Gelasíense, también ratificado (RIO *et al.*, 1998).

Límite Pleistoceno – Holoceno (WALKER *et al.*, 2008)

Definido en el sondeo de hielo de Groenlandia NorthGRIP (NGRIP) en base a los primeros indicios de calentamiento al final del Younger Dryas, marcado por un cambio

abrupto en los valores de exceso de deuterio y cambios más graduales en $\delta^{18}\text{O}$, concentración de polvo, algunos elementos químicos concretos y en el espesor de la capa de hielo anual. La edad es 11.700 años b2k (antes del año 2000).

Límite Pleistoceno inferior – Pleistoceno medio

Pendiente de definición (HEAD *et al.*, 2008). Viene marcado por el cambio de un predominio de ciclos de 41ka a una periodicidad casi perfecta de 100 ka, este cambio coincide aproximadamente con el límite Matuyama – Brunhes (773 ka), por lo que se ha recomendado que éste sea uno de los criterios para su definición, además de que el GSSP esté localizado en una sección marina expuesta en tierra. Hay tres candidatas: Sección de Montalbano Jónico, Italia (CIARANFI & D’ALESSANDRO, 2005); Sección del Valle di Manche, Italia (CAPRARO *et al.*, 2005) y la Sección de Chiba, Japón (PICKERING *et al.*, 1999).

Límite Pleistoceno medio – Pleistoceno superior

Pendiente de definición. Existe una propuesta de GSSP para la base del Pleistoceno superior en la secuencia del sondeo de la Estación Terminal de Amsterdam (LITT & GIBBARD, 2008), haciéndolo coincidir con la base del Eemense. En este sondeo, hay una serie de indicadores tanto bióticos como abióticos que parecen reflejar los primeros indicios de calentamiento, hace aprox. 127 ka, tras la fase fría Saaliense.

ESCALAS CRONOLÓGICAS GLOBALES

La Tabla incluye las escalas cronológicas más utilizadas habitualmente: la Escala paleomagnética, según los datos de CANDE & KENT (1995); Escala isotópica (LISIECKI & RAYMO, 2005) y los valores de Insolación a 65°N (BERGER & LOUTRE, 1991).

BIOESTRATIGRAFÍA

Se han incluido las biozonas de Foraminíferos planctónicos establecidas para el Atlántico (BERGGREN *et al.*, 1995) y el Mediterráneo. Para las escalas continentales se han aplicado las unidades de micromamíferos establecidas por AGUSTÍ *et al.* (2001).

DISTRIBUCIÓN DE MAMÍFEROS CON VALOR ESTRATIGRÁFICO

La distribución de macromamíferos con valor estratigráfico se ha hecho en base a los datos recopilados por MADE (2005) para los últimos 2 M.a., quien a su vez establece esta selección en base a criterios de representatividad en el contexto de su distribución y momento de aparición en Europa. Se han utilizado datos recogidos en más de 40 yacimientos de la Península, en algunos de los cuales aparecen también restos de homínidos y en otros, industria lítica. Una selección de los mismos se ha incluido en las referencias. La distribución de macromamíferos más antiguos según BRUIJN *et al.* (1992).

EVOLUCIÓN Y POBLAMIENTO HUMANO

Por último, los datos relativos a la evolución y poblamiento humano en la Península Ibérica, proceden de los diferentes yacimientos en los que se han encontrado restos de homínidos o industria lítica. Son muy numerosos en la Península Ibérica, por lo que se recogen únicamente algunos de los más importantes o significativos. Y de éstos, tan solo se incluyen alguna de las referencias más significativas.

REFERENCIAS

CRONOESTRATIGRAFÍA

- AGUIRRE, E. & PASINI, G. (1985). The Pliocene-Pleistocene Boundary. *Episodes* **8**, 116-120.
- AGUSTÍ, J.; J. CABRERA, M. GARCÉS, W. KRIJGSMAN, O. OMS & J.M. PARÉS (2001). A calibrated mammal scale for the Neogene of Western Europe. State of the art. *Earth-Science Reviews* **52**: 247-260.
- BERGER, A. & LOUTRE M.F. (1991). Insolation values for the climate of the last 10 million of years. *Quaternary Sciences Review* **10**, 297-317. (Descarga de datos en: <ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/insolation/>)
- BERGGREN, W.A.; KENT, D.V.; SWISHER, C.C. & AUBRY, M.P. (1995). A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. En: Berggren, Kent, Aubry & Hardenbol, Eds) *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation, Spec. Publ. Soc. Sediment. Geol.*, **54**, 129-212.
- CANDE, S. C., & D. V. KENT (1995). Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, **100**(B4), 6093-6095.
- CAPRARO, L.; ASIOLI, A.; BACKMAN, J.; BERTOLDI, R.; CHANNELL, J. E. T.; MASSARI, F. & RIO, D. (2005). Climatic patterns revealed by pollen and oxygen isotope records across the Matuyama-Brunhes Boundary in the central Mediterranean (southern Italy). *Geological Society, London, Special Publications* **247**, 159-182.
- CIARANFI, N. & D'ALESSANDRO, A. (2005) Overview of the Montalbano Jonico area and section: a proposal for the boundary stratotype of the Lower-Middle Pleistocene in the Southern Italy foredeep. *Quaternary International*, **131**, 5-10.
- GIBBARD, PH. & COHEN, K.M. (2008). Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. *Episodes* **31** (2), 243-247.
- GRANDSTEIN, F.M., OGG, J.G. & SMITH, A.G. (eds.) (2005). A geologic time scale 2004. Cambridge Univ. Press. 384- 408
- HEAD,M.J.; PILLANS, B & FARQUHAR, S.A. (2008) The Early-Middle Pleistocene Transition: characterization and proposed guide for the defining boundary. *Episodes* **31** (2), 255-259.
- LISIECKI, L.E. & RAYMO, M. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic d18O records, *Paleoceanography*, **20**, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071 (<http://www.lorraine-lisiecki.com/stack.html>)
- OGG, J.G. & PILLANS, B. (2008). Establishing Quaternary as a formal international Period/System. *Episodes* **31** (2), 230-233.
- PICKERING, K.T.; SOUTER, C.; OBA, T.; TAIRA, A.; SCHAFF, M. & PLATZMAN, E. (1999). Glacio-eustatic control on deep marine clastic forearc sedimentation, Pliocene – mid Pleistocene (c 1180-600 ka) Kazusa Group, Japan. *Journal of the Geological Society, London* **156**, 125-136.
- RIO, D.; SPROVIERI,R.; CASTRADORI, D. & DI STEFANO, E. (1998). The Gelasian Stage (Upper Pliocene): A new unit of the global standard chronostratigraphic scale. *Episodes* **21** (2), 82-87.
- WALKER ,M.; JOHNSEN, S.; RASMUSSEN, S.O.; STEFFENSEN, J.P.; POPP,T.; GIBBARD, PH.; HOEK, W.; LOWE, J.;ANDREWS, J.; SVANTE, B.;CWYNAR,L.; HUGHEN, K.; KERSHAW, P.; KROMER, B.; LITT, T.; LOWE, D.J.; NAKAGAWA,T.; NEWNHAM, R. & SCHWANDE, J. (2008). The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period) in the NGRIP ice core. *Episodes* **31** (2), 264-267.

YACIMIENTOS: MACROMAMÍFEROS Y EVOLUCIÓN HUMANA

- AGUSTÍ, J., S. MOY -SOL & J. PONS-MOY , (1987). La sucesión de Mamíferos en el Pleistoceno inferior de Europa: proposición de una nueva escala bioestratigráfica. *Paleontología i Evolució*, mem. esp. **1**: 287-295.
- AGUSTÍ, J. (ed) Geología y paleontología del Pleistoceno Inferior de Venta Micena. *Palaeontología i Evolució*, mem. especial **1**.
- AIELLO, L.C. & ANDREWS, P. (2000). The Australopithecines in Review. *Human Evolution* **15**: 17-38.
- ALBERDI, M.T. & AZANZA, B. (1997). Comentarios al artículo "Magnetoestratigrafía preliminar de los materiales pliocenos de la cubeta de Villarroyo (Sierra de Cameros, La Rioja)" de E. Pueyo Morer, A. Muñoz Jiménez y J.M. Parés (1996). *Geogaceta*, **22**: 7-8.
- ALBERDI, M.T. & BONADONNA, F.P. (eds) (1989). Geología y paleontología de la cuenca de Guadix-Baza. *Trabajos sobre el Neogeno-Cuaternario*, **11**.
- ARRIBAS, A. (Ed). 2008. Vertebrados del Pliocene superior terminal en el suroeste de Europa: Fonelas P-1 y el Proyecto Fonelas. Instituto Geológico y Minero de España, Serie Cuadernos del Museo Geominero, **10**: 607 pp.
- BASTIR, M.; O'HIGGINS, P. & ROSAS, A. (2005) Human Evolution: Relationships between the basicranium and the face. *Annals of Human Biology* **32**:790.
- BERMÚDEZ DE CASTRO, J. M.;ARSUAGA, J.L. et al. (1997). A hominid from the Lower Pleistocene of Atapuerca, Spain: possible ancestor to neandertals and modern humans. *Science* **276**: 1392-1395.
- BRUIJN, H. DE; DAAMS, R. et al., (1992) - Report of the RCMNS working group on fossil mammals, Reisensburg 1990. *Newsletters on Stratigraphy*, **26**(2/3): 65-118.
- CARBONELL, E., J.M.; BERMÚDEZ DE CASTRO, J.M. et al., (2008). The first hominid of Europe. *Nature*, **452**:465-469.
- FERNÁNDEZ PERIS, J.; GUILLEM CALATAYUD, P.M & MARTÍNEZ VALLE, R. (1997). *Bolomor. Els primers habitants de les terres Valencianes*. Museo de Prehistoria, Valencia: 61 pp.
- GUSI, F. (ed.) (2004). *Roedores, monos, caballos y ciervos. Faunas fósiles de casa Blanca-Almenara de 5 a 1 millones de años (Castellón)*. Servei d'Investigacions arqueològics i prehistòriques, Castelló.
- HERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, M.; AZANZA, B. & ALVAREZ SIERRA, M.A. (2004). Iberian Plio-Pleistocene biochronology: micromammalian evidence for MNs and ELMAS calibration in south-western Europe. *Journal of Quaternary Science*, **19**, 605-616.

- MADE, J. VAN DER, (2005). La fauna del Pleistoceno europeo. En E. Carbonell (ed.) *Homínidos: las primeras ocupaciones de los continentes*, Capítulo 4 - Europa; Sección 4.4. Ariel: 394-432.
- MADE, J. VAN DER; AGUIRRE, E. et al., (2003). El registro paleontológico y arqueológico de los yacimientos de la Trinchera del Ferrocarril en la Sierra de Atapuerca. *Coloquios de Paleontología*, spec. vol. 1: 345-372.
- MAROTO, J. ; RAMIÓ, S. & GALOBART, A. (eds.) (2002). Els verbebrats fossils del Pla de l'Estany. *Quaderns, Centre d'Estudis Comarcals de Banyoles*, 23.
- MARTÍN PENELLA, A.J. (1988). Los grandes mamíferos del yacimiento achelense de La Solana del Zamborino, Fonelas (Granada,España). *Anthropología y paleoecología humana*, 5.
- MAZO, A.V. (1999). Vertebrados fósiles del Campo de Calatrava (Ciudad Real). In E. Aguirre & I. Rábano (eds) *La huella del pasado: fósiles de Castilla - La Mancha*. Patrimonio Histórico-Arqueología Castilla -La Mancha, Toledo: 281-295.
- MONTOYA, P. ; ALBERDI, M.T. et al., (1999). La fauna del Pleistoceno Inferior de la Sierra de Quibas (Abanilla, Murcia). *Estudios geológicos*, 55(3-4): 129-164.
- ORTIZ, J.E.; TORRES, T.; LLAMAS, J.F.; CANOIRA, L.; GARCÍA ALONSO, P.; GARCÍA DE LA MORENA, M.A. & LUCINI, M. (2000). Datación de yacimientos paleontológicos de la cuenca de Guadix-Baza (sector de Cúllar-Baza, Granada, España) y primera estimación de la edad de la apertura de la cuenca mediante el método de racemización de aminoácidos. *Geogaceta*, 28: 109-112.
- ROSAS, A.; MARTÍNEZ-MAZA, C., et al., (2006). Paleobiology and comparative morphology of a late Neandertal sample from El Sidrón, Asturias, Spain. *Proceedings of the National Academy of Sciences (USA)* 103: 19266-19271.
- SINUSÍA, C.; PUEYO, E.L.; AZANZA, B. & POCOVÍ, A. (2004). Datación magnetoestratigráfica del yacimiento paleontológico de la Puebla de Valverde (Teruel). *Geo-Temas* 6 (4): 339-342.
- STEININGER, F.F.; BERGGREN, W.A.; KENT, D.V.; BERNOR, R.L.; SEN S. & AGUSTÍ, J. (1996). Circum-Mediterranean Neogene (Miocene and Pliocene) marine-continental chronologic correlations of european mammal units. In R.L. Bernor, V. Fahlbusch & H.W. Mittmann (eds) *The Evolution of western Eurasian Neogene Mammal Faunas*. Columbia University Press, New York: 7-46.
- STRINGER, C. B. (1996). Current issues in modern human origins. *Contemporary Issues in Human Evolution*. W. E. Meikle, F. C. Howell and N. G. Jablonski. California, California Academy of Sciences: 115-134.
- TATTERSALL, I.; DELSON, E. & VAN COUVERING J.(eds) (1988). *Encyclopedia of Human Evolution and Prehistory*. New York. Garland.
- TATTERSALL, I. (2000) [Homínidos contemporáneos](#). *Investigación y Ciencia*, 282.

LINKS DE INTERÉS

AEQUA: <http://www.aequa.es>

Subcommission on Quaternary Stratigraphy (ICS) <http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/>



VII Reunião do Quaternário Ibérico, Faro 2009

Q2 – QUATERNÁRIO MARINHO

Q2 – CUATERNARIO MARINO



VII Reunião do Quaternário Ibérico, Faro 2009

LOS OSTRÁCODOS COMO INDICADORES DE DEPÓSITOS TSUNAMIGÉNICOS EN SECUENCIAS HOLOCENAS

M. Abad¹, F. Ruiz¹, L. M. Cáceres¹, J. Rodríguez-Vidal¹, M. I. Carretero², M. Pozo³, M.L. González-Regalado¹

¹ Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, Campus del Carmen, Avda. Tres de Marzo, s/n, 21071 Huelva, Spain. jrvidal@uhu.es, ruizmu@uhu.es, mcaceres@uhu.es, manuel.abad@dgypt.uhu.es, montero@uhu.es

² Departamento de Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid, 28049 Madrid, Spain.

manuel.pozo@uam.es

³ Departamento de Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola, Universidad de Sevilla, 41071 Sevilla, Spain.
carre@us.es

ABSTRACT

This review analyses the ostracod record in Holocene tsunami deposits, with a previous overview of the 2004 Indian Ocean tsunami impact on its recent populations and the associated tsunamigenic deposits. Different features such as the variability of the local assemblages, population density, species diversity, age population structure or taphonomical signatures, suggest that these microorganisms may be included between the most promising tracers of these high-energy events in marshes, lakes, lagoons or shallow marine areas.

RESUMEN

En este trabajo se analiza el registro de ostrácodos en depósitos de tsunamis holocenos tomando como referencia el impacto que tuvo el tsunami del 26 de Diciembre del 2004 en el Océano Índico sobre sus poblaciones actuales y en los depósitos tsunamigénicos asociados. Factores diferentes como las asociaciones locales de especies, densidad de población, diversidad, estructura poblacional o características tafonómicas podrían ser herramientas muy útiles dentro de este grupo para identificar eventos de alta energía en áreas de marismas, lagos, lagunas costeras o marinas someras.

INTRODUCCIÓN

Desde 1990 numerosos estudios se han centrado en el registro geológico de tsunamis tanto en áreas costeras como marinas someras. En los últimos años sus principales características litoestratigráficas, sedimentológicas, estratigráficas y geomorfológicas han sido revisadas por diferentes autores. Por otro lado, el registro micropaleontológico ha proporcionado una herramienta muy útil para identificar depósitos de tsunamis. Los principales grupos utilizados son los foraminíferos (KORTEKAAS Y DAWSON, 2007) y diatomías (HEMPHILL-HALEY, 1996). Otros grupos, como pollen, nanoplancton, crisofitas, dinoflagelados o silicoflagelados son mucho más raros en este tipo de estudios. Los ostrácodos están incluidos entre los microorganismos más prometedores en estudios (paleo)ambientales (RUIZ *et al.*, 2005a). Esta breve revisión intenta analizar los efectos de este fenómeno en sus asociaciones actuales, en su abundancia y la distribución de sus especies. Además, se analiza el potencial de este grupo como posible indicador de tsunamis holocenos en diferentes paleoambientes (Figura 1).

UNA PRIMERA APROXIMACIÓN: EL TSUNAMI DEL OCÉANO ÍNDICO DE 2004

El terremoto del 26 de Diciembre de 2004 (3.29°N, 95.77°E; M 9.3) y el tsunami que provocó mató a más de 230.000 personas, causando múltiples daños en estructuras en infraestructuras a lo largo de la costa del sureste de Asia, este de África y norte de Oceanía (GHOBARAH *et al.*, 2006). En estas áreas, el análisis de sedimentos indica la entrada de sedimento y fauna desde la plataforma interna (NAGENDRA *et al.*, 2005).

Además, otros estudios recientes se han centrado en el impacto de eventos de alta energía sobre las comunidades de ostrácodos y en el registro de ostrácodos en los depósitos del tsunami:

- Zooplancton y bentos. En las colecciones de la Bahía de Bengala previas al tsunami, la densidad media de estos microcrustáceos fue más alta (8916 por 1000m³) en comparación con la densidad post-tsunami (3583 por 1000m³), aunque una visión general denota la existencia de una fuerte alteración del modelo de distribución de poblaciones previa al tsunami (STEPHEN *et al.*, 2006). En contraste a estos importantes efectos, en general las especies bentónicas muestran una rápida recuperación en el proceso de recolonización del área afectada en Chennai (India), con una densidad normal en el quinto día después del tsunami (ALTAFF *et al.*, 2005).

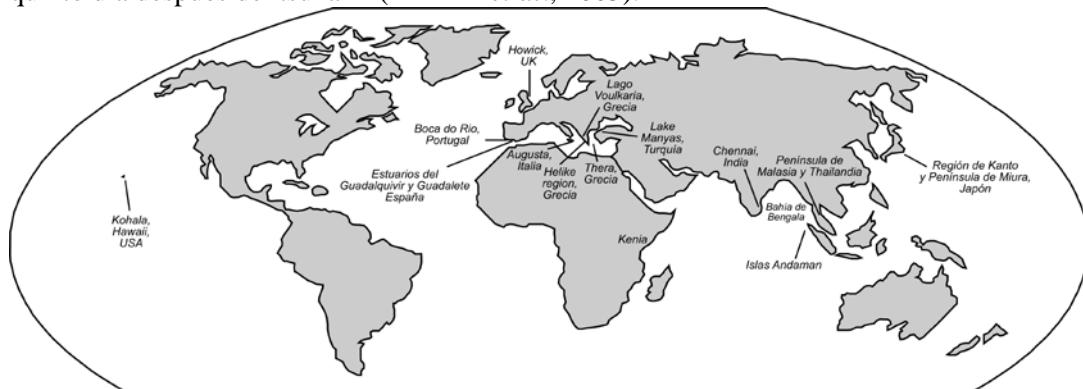


Figura 1. Áreas costeras y marinas del mundo usadas en utilizadas en este trabajo para evaluar el potencial de ostrácodos como posibles indicadores tsunamis.

- Depósitos. En los depósitos tsunamigénicos muestreados en diferentes zonas de las islas de Andaman (playas, estuarios, ensenadas, manglares), tanto las especies ornamentadas como aliadas están bien preservadas y sólo unos pocos especímenes se encontraron ligeramente abrasionados (HUSSAIN *et al.*, 2006). Estas especies procedían de ambientes costeros, marinos someros y de plataforma externa adyacentes, aunque la mayor parte viven en áreas someras de plataforma interna (< 50m de profundidad) y sólo unas pocas especies típicas de plataforma externa, como *Macrocyprina* y *Paracypris*, han sido reconocidas en estos depósitos.

EL REGISTRO DE OSTRÁCODOS EN DEPÓSITOS HOLOCENOS DE TSUNAMIS

La búsqueda de depósitos de paleotsunamis es uno de los principales objetivos en las numerosas investigaciones que estudian secuencias holocenas. Algunas de ellas incluyen análisis bioestratigráficos, con estudios específicos de ostrácodos para esbozar la evolución temporal de los diferentes paleoambientes. Las investigaciones de campo han determinado cual es el registro de ostrácodos en la parte más interna de las zonas de inundación de tsunamis hacia el continente, obteniendo interesantes conclusiones. Por ejemplo, en Kohala (Hawai) sobre un paleosuelo se depositó un conglomerado muy bioclástico, con grandes bloques basales (37cm de diámetro), fragmentos de microfósiles, foraminíferos marinos y ostrácodos marinos muy escasos. En la isla de Astypalaea (Grecia), los depósitos tsunamigénicos están formados por gravas y cantos e incluyen foraminíferos marinos y moluscos, pero no se recuperaron ostrácodos de estos sedimentos (DOMINEY-HOWES *et al.*, 2000).

Por otro lado, los cambios en las asociaciones de ostrácodos en lagos costeros de aguas dulces y en marismas podrían reflejar variaciones de término largo de salinidad

causadas por rápidos episodios de inundación por tsunami (RHODES *et al.*, 2006). En el lago Voulkaria (Grecia), las facies lutíticas, de naturaleza límnica, están interrumpidas por capas arenosas de origen tsunamigénico, muy ricas en restos de plantas, fragmentos de conchas marinas y ejemplares frecuentes de la especie salobre *Cyprideis torosa* (VÖTT, 2006). En el lago Manyas (Turquía) este tipo de especies fueron utilizadas como indicador de tsunamis, con especímenes delicados, poco ornamentados, preservados dentro de una capa lutítica con base erosiva. De todas formas, estos microcrustáceos están ausentes en las unidades tsunamigénicas gruesas descritas en Howick (Reino Unido). Esta capa está formada por limos mal seleccionados, arenas y cantos dentro de una secuencia muy homogénea y de grano fino (BOOMER *et al.*, 2007).

En marismas saladas y lagunas salobres el registro de ostrácodos puede ser muy diverso. En la región de Helike (Grecia), el principal indicio es la mezcla de especies salobres, marinas, e incluso de agua dulce, dentro de sedimentos arenosos. En el área de Augusta (Sicilia, Italia), un tsunami de 1000-800 a.c. depositó una capa bioclástica muy característica dentro de un ambiente lagunar costero, con abundantes fragmentos de conchas, foraminíferos bentónicos rotos y foraminíferos planctónicos muy mal preservados. En esta capa arenosa hay muy pocos valvas de ostrácodos en comparación con la abundante población de *Cyprideis torosa* que caracteriza el fondo de la laguna (SMEDILE *et al.*, 2007). En otros casos, el análisis de ostrácodos de capas de eventos no siempre proporciona indicios claros de un origen tsunamigénico.

El contenido en ostrácodos en sedimentos holocenos de tsunamis ha sido estudiado en diferentes estuarios del sur de Portugal y España. En Boca do Río (Sur de Portugal) los depósitos de tsunami asociado con el terremoto de 1755 de Lisboa consiste en varias subunidades muy distintivas (p.e. arenas finas limosas, arenas marinas amarillentas, fangos oscuros, conglomerados arenosos/fangosos) e incluyen una asociación de ostrácodos muy diversa, dominadas por una mezcla de especies estuarinas y marinas. Estas últimas se encuentran ausentes en los niveles infra y suprayacentes (HINDSON Y ANDRADE, 1999). En el sur de España, de cinco a seis tsunamis holocenos causaron el depósito de crestas y cordones arenosos/bioclasticos y la formación de abanicos de sobrebatida durante un periodo de 3000 años. En los estuarios del Guadalquivir y del Guadalete, varias capas muy distintivas (arenas limosas bioclasticas, arenas eólicas amarillas) se formaron sobre una secuencia muy uniforme depositada bajo condiciones de marisma o llanura mareal. Los cordones bioclasticos muestran un remplazamiento parcial de especies salobres (principalmente *Cyprideis*, *Loxoconcha* y *Leptocythere*) por especímenes retrabajados y transportados desde medios marinos someros (*Palmoconcha*, *Loxoconcha*, *Pontocythere*, *Urocythereis*). Por otro lado, las crestas arenosas se derivan de la erosión de sedimentos eólicos, caracterizados por la ausencia de registro de ostrácodos (RUIZ *et al.*, 2005b). En Japón el registro sedimentario holoceno de la costa pacífica ha suministrado ejemplos excelentes de los efectos de tsunamis en áreas marinas someras. En Kanto han sido distinguidos diferentes depósitos de eventos de alta energía, con presencia de asociaciones de ostrácodos típicas de costas arenosas y rocosas, y un incremento en el número de especies en relación a los depósitos de bahía interna que los intercalan (FUJIWARA *et al.*, 2000). En la Península de Miura los depósitos de tsunamis incluyen asociaciones de ostrácodos muy similares a las observadas en los sedimentos suprayacentes e infrayacentes o, por otro lado, claramente diferentes en otros casos (IRUZUKI *et al.*, 1999).

TAFONOMÍA DE OSTRÁCODOS

El registro de ostrácodos en depósitos tsunamigénicos presenta unas características taxonómicas muy distintivas:

- Preservación: Las valvas tienden a estar mal preservadas (IRUZUKI *et al.*, 1999) y muchas están rotas o muestran fuertes evidencias de abrasión (p.e. VÖTT *et al.*, 2009).
- Color: En algunos casos se han encontrado individuos con una pátina rojiza de óxidos de hierro (HINDSON *et al.*, 1999).
- Diversidad: El número de especies incrementa generalmente en el horizonte basal de las capas tsunamigénicas, con presencia de especies alóctonas derivadas de ambientes salobres o marinos someros (RUIZ *et al.*, 2005b).
- Estructura poblacional: Las asociaciones de ostrácodos fósiles en depósitos de tsunamis están dominados por adultos y las últimas mudas juveniles (TOSHIAKI *et al.*, 1999), coincidiendo con concentraciones anormales de fragmentos de conchas en algunos casos (RUIZ *et al.*, 2005b).
- Asociaciones de ostrácodos: En ambientes hídricos, los porcentajes de especies salobres/eurihalinas pueden incrementar dentro de las capas tsunamigénicas (LEROY *et al.*, 2002), mientras que las asociaciones marinas someras son abundantes o incluso dominantes dentro de estas capas de alta energía en ambientes salobres (p.e. RUIZ *et al.*, 2008).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha financiado gracias a dos proyectos españoles de I+D (CTM2006-06722/MAR y CGL2006-01412/BTE) y a tres grupos de investigación de la Junta de Andalucía (RNM-238, RNM-293 y RNM-349). Es también una contribución a los proyectos IGCP 396, 495 y 526.

REFERENCIAS

- ALTAFF, K., SUGUMARAN, J., NAVEE, S. (2005) - Impact of tsunami on meiofauna of Marina beach, Chennai, India. *Current Science* **89**, 34-38.
- BOOMER, I., WADDINGTON, C., STEVENSON, T., HAMILTON, D. (2007) - Holocene coastal change and geoarchaeology at Howick, Northumberland, UK. *The Holocene* **17**, 89-104.
- DOMINEY-HOWES, D., CUNDY, A., CROUDACE, I. (2000) - High energy marine flood deposits on Astypalaia Island, Greece: possible evidence for the AD 1956 southern Aegean tsunami. *Marine Geology* **163**, 303-315.
- HEMPHILL-HALEY, E. (1996) - Diatoms as an aid in identifying late-Holocene tsunami deposits. *The Holocene* **6**, 449-456.
- HINDSON, R. A., ANDRADE, C. (1999) - Sedimentation and hydrodynamic processes associated with the tsunami generated by the 1755 Lisbon earthquake. *Quaternary International* **56**, 27-38.
- HUSSAIN, S. M., KRISHNAMURTHY, R., SURESH GANDHI, M., ILAYARAJA, K., GANESAN, P., MOHAN, S. P. (2006) - Micropalaeontological investigations on tsunamigenic sediments of Andaman Islands. *Current Science* **91**, 1655-1667.
- KORTEKAAS, S., DAWSON, A. G. (2007) - Distinguishing tsunami and storm deposits: an example from Martinhal, SW Portugal. *Sedimentary Geology* **200**, 208-221.
- LEROY, S., KAZANCI, N., İLERİ, Ö., KIBAR, M., EMRE, O., MCGEE, E., GRIFFITHS, H. I. (2002) - Abrupt environmental changes within a late Holocene lacustrine sequence south of the Marmara Sea (Lake Manyas, N-W Turkey): possible links with seismic events. *Marine Geology* **190**, 531-552.
- NAGENDRA, R., B. V. KAMALA KANNAN, B. V., SAJITH, C., SEN, G., A. N. REDDY, SRINIVASALU, S. (2005) - A record of foraminiferal assemblage in tsunami sediments along Nagappattinam coast, Tamil Nadu. *Current Science* **89**, 1947-1952.
- RHODES, B., TUTTLE, M., HORTON, B., DONER, L., KELSEY, H., NELSON, A., CISTERNAS, M. (2006) - *Paleotsunami Research*. Eos **87**, 205-206.
- RUIZ, F., ABAD, M., BODERGAT, A.M., CARBONEL, P., RODRÍGUEZ-LÁZARO, J., YASUHARA, M. (2005a) - Marine and brackish-water ostracods as sentinels of anthropogenic impacts. *Earth Science Reviews* **72**, 89-111.
- RUIZ, F., RODRÍGUEZ-RAMÍREZ, A., CÁCERES, L. M., RODRÍGUEZ VIDAL, J., CARRETERO, M. I., ABAD, M., OLÍAS, M., POZO, M. (2005b) - Evidence of high-energy events in the geological record: Mid-holocene evolution of the Southwestern Doñana National Park (SW Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **229**, 212-229.
- RUIZ, F., ABAD, M., RODRÍGUEZ VIDAL, J., CÁCERES, L. M., GONZÁLEZ-REGALADO, M. L., CARRETERO, M. I., POZO, M., GÓMEZ TOSCANO, F. (2008) - The geological record of the oldest historical tsunamis in southwestern Spain. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* **114**, 147-156.
- SMEDILE, A., DE MARTINI, P. M., BARBANO, M. S., GERARDI, F., PANTOSTI, D., PIRROTTA, C., COSENTINO, M., DEL CARLO, P., GUARNIERI, P. (2007) - Identification of paleotsunami deposits in the Augusta Bay area (Eastern Sicily, Italy): paleoseismological implication. *Abstracts GNGTS*, 207-211.

- STEPHEN, R., JAYALAKSHMI, K. J., RAHMAN, H., KARUPPUSWAMY, P. K., NAIR, K. K. C., (2006) - Tsunami 2004 and the biological oceanography of Bay of Bengal. *Proc. Nat. Commem. Conference on Tsunami*, Madurai, India, pp. 21-29.
- TOSHIAKI, I., FUJIWARA, O., KEISUKE, F. (1999) - Taphonomy of fossil ostracode assemblages in Holocene deposits on the Miura Peninsula, central Japan. *Memoirs of the Geological Society of Japan* **54**, 99-116.
- VÖTT, A., BRÜCKNER, H., BROCKMÜLLER, S., HANDL, M., MAY, S. M., GAKI-PAPANASTASSIOU, K., HERD, R., LANG, F., MAROUKIAN, H., NELLE, O., PAPANASTASSIOU, D. (2009) - Trace of Holocene tsunamis across the Sound of Lefkada, NW Greece. *Global and Planetary Change* **66**, 112-129.

GEOINDICADORES DEL TSUNAMI DE FINALES DEL SIGLO III A.C. EN EL ESTUARIO DEL GUADALQUIVIR (SW DE ESPAÑA)

J. Rodríguez-Vidal¹, F. Ruiz¹, L. M. Cáceres¹, M. Abad¹, M. Pozo², M. I. Carretero³, A. M. M. Soares⁴

¹Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, Campus del Carmen, Avda. Tres de Marzo, s/n, 21071 Huelva, Spain. jrvidal@uhu.es, ruizmu@uhu.es, mcaceres@uhu.es, manuel.abad@dgvp.uhu.es

²Departamento de Geología y Geoquímica, Universidad Autónoma de Madrid, 28049 Madrid, Spain.

manuel.pozo@uam.es

³Departamento de Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola, Universidad de Sevilla, 41071 Sevilla, Spain.
carre@us.es

⁴Radiocarbon Dating Lab., Instituto Tecnológico e Nuclear, Estrada Nacional 10, 2686-953 Sacavém, Portugal.
amsoares@itn.pt

ABSTRACT

Between 218 and 209 BC, the western coasts of Iberia suffered the impacts of a great historical tsunami, of unknown magnitude, with epicenter located SW of Portugal. The palaeogeography changes in the River Guadalquivir estuary, called *Lacus Ligustinus* by the Romans, have been recorded in erosional and depositional forms, both as landscape relicts and stratigraphically. The tsunamigenic waves and run-down eroded the littoral spits transversally, creating rectilinear cliffs and incisions. The littoral foredunes were also eroded and reactivated as transgressive dunes covering the edge of the marshes. The coastal removed sediments (>350 BC) formed washover fan, ebb tide delta and sand sheet on the estuary bed (~580–130 BC), together with a late bioclastic ridge on the lagoon shore, defining a post-tsunami ~240 BC–250 AD estuarine shoreline (Roman lagoon). The pre-Roman (7th to 2nd centuries BC) coastal human settlements were abandoned, and later, in the Roman period (1st century AD), salting plants were installed.

RESUMEN

Entre los años 218 y 209 a.C. se tiene la evidencia de que un gran tsunami afectó a la costa occidental de Iberia, con epicentro localizado al SW de Portugal, sin poder precisar su magnitud. Los cambios paleogeográficos, inducidos en el antiguo estuario del río Guadalquivir, han quedado registrados como modelados erosivos y sedimentarios, así como en modificaciones de los asentamientos humanos. Las olas y corrientes tsunamigénicas erosionaron transversalmente los frentes arenosos de las barreras litorales, creando también canales de desagüe y cantiles rectilíneos. Algunas *foredunes* fueron erosionadas y se convirtieron en láminas transgresivas sobre las marismas. El registro fechado de sedimentos costeros removilizados (>350 a.C.) formó abanicos de desbordamiento, deltas de marea y láminas de arena en el interior del estuario (~580–130 a.C.), junto a crestas bioclásticas estuarinas sedimentadas posteriormente (~240 a.C.–250 d.C.).

INTRODUCCIÓN

El tsunami del Océano Índico de 26 de diciembre de 2004 produjo grandes cambios morfológicos y sedimentarios en las costas de Tailandia e Indonesia. Las investigaciones recientes han proporcionado abundantes datos de la forma de producirse estos cambios, de su extensión e intensidad (HORI *et al.*, 2007). Este tsunami puede utilizarse como referente de cambios provocados en tiempos pasados, bajo circunstancias ambientales semejantes.

La costa suratlántica ibérica se vió sometida, a finales del siglo III a.C., a un tsunami que afectó a las playas, barreras litorales y estuarios, de manera desigual. El mejor registro, del que hasta ahora se dispone, corresponde al de la antigua desembocadura del Guadalquivir, por aquel entonces denominado *Lacus Ligustinus* por los romanos, ya que formaba una gran laguna interior.

El objetivo principal de este trabajo es documentar los marcadores geológicos dejados en dicho estuario por este tsunami (218-209 a.C.), analizar su registro

sedimentario y diseñar los cambios paleogeográficos que se produjeron durante y después del evento energético.

MATERIALES Y MÉTODOS

El material utilizado procede de un sondeo largo CM (31m), realizado por el IGME, y de tres sondeos cortos, DR, GR, HR (RUIZ *et al.*, 2004). En los sedimentos se han analizado sus características texturales, mineralógicas, paleontológicas y cronológicas. Las muestras datadas proceden de estos sondeos y de otros trabajos previos (Tabla 1). El calibrado marino y continental, de las edades convencionales de ^{14}C , se ha hecho con CALIB 5.0.1 (STUIVER & REIMER, 1993), utilizando Marine04 (HUGHEN *et al.*, 2004) e IntCal04 (REIMER *et al.*, 2004), respectivamente, y aplicando ΔR regional según SOARES & DIAS (2006) y SOARES (2008).

Estos datos puntuales se han insertado en cartografías geomorfológicas, a escalas variadas, y en imágenes de satélite, que han ayudado a la interpretación paleogeográfica del estuario del Guadalquivir.

Tabla 1. Muestras y dataciones de radiocarbono utilizadas en este trabajo. El primer conjunto de dataciones pertenece a formaciones pre-tsunami, el segundo (gris) al tsunami, y el tercero a las post-tsunami. Referencia: (1) Zazo *et al.* 1999, (2) Zazo *et al.* 1994, (3) Rodríguez-Ramírez *et al.* 1996, (4) Ruiz *et al.* 2004, (5) Rodríguez-Ramírez & Yáñez-Camacho 2008, (6) Lario 1996 y Dabrio *et al.* 2000, (7) Luque *et al.* 2002. Laboratorio de Radiocarbono: (UtC) Van der Graaf, Utrecht, Holanda, (LGQ) Laboratoire de Géologie du Quaternaire, Luminy, Francia, (R) CNR Roma, Italia, (B) Beta Analytic Inc., Miami, EEUU, (GX) Geochron Laboratory, EEUU. Tipo de muestra: (*) arena turbosa, (a) concha, (b) restos vegetales.

Situación (referencia)	Laboratorio	^{14}C año BP (1 σ)	ΔR año ^{14}C	rango 1 σ cal aC / dC	rango 2 σ cal aC / dC
Doñana dunas (1)	UtC-3929*	2760±60		944 aC-833 aC	1048 aC-805 aC
Doñana dunas (1)	LGQ-758*	2590±120		846 aC-538 aC	948 aC-402 aC
Lucio El Pescador (6)	UtC-4028 ^b	2490±60		851 aC-761 aC	922 aC-730 aC
Lucio El Pescador (6)	UtC-4031 ^a	2930±60	100±100	766 aC-480 aC	882 aC-349 aC
La Algaida flecha (2)	B-88022 ^a	2487±70	-135±20	438 aC-229 aC	581 aC-152 aC
CM sondeo (este trabajo)	B-228876 ^a	2430±40	-135±20	352 aC-230 aC	384 aC-171 aC
Las Nuevas N2 sondeo (5)	B-145202 ^a	2570±70	100±100	335 aC-38 aC	467 aC-133 dC
Valdelagrana flecha (7)	GX-27986 ^a	2340±40	-135±20	255 aC-98 aC	332 aC-52 aC
Las Nuevas HR sondeo (3)	R-2278 ^a	2284±39	-135±20	165 aC-41aC	238 aC-33 dC
Las Nuevas GR sondeo (4)	B-145203 ^a	2140±70	-135±20	31 aC-149 dC	124 aC-248 dC
La Algaida flecha (3)	R-2284 ^a	2233±29	-135±20	97 aC-15 dC	153 aC-59 dC
Vetalengua DR sondeo (4)	B-88016 ^a	2230±60	-135±20	126 aC-40 dC	200 aC-125 dC
Vetalengua DR sondeo (4)	R-2283 ^a	2171±36	-135±20	24 aC-84 dC	87 aC-138 dC
Doñana flecha (2)	R-2205 ^a	2185±50	-135±20	51 aC-87 dC	141 aC-141 dC

DISCUSIÓN Y RESULTADOS

El tsunami de finales del siglo III a.C. (218-209 a.C.) debió de tener una magnitud e importancia similar o mayor al de Lisboa de 1755 d.C. Existen algunas evidencias publicadas en Cabo Raso y en la desembocadura del Tajo, en la costa del Algarve, en la flecha de Punta Umbría (Huelva) y en el estuario del río Guadalete (Cádiz). Precisamente de este último lugar (LUQUE *et al.*, 2002) es la muestra recalibrada de Valdelagrana, en la Tabla 1.

Las facies tsunamigénicas, en este tipo de costas bajas y arenosas, están formadas principalmente por láminas de arena de poco espesor (≤ 20 cm) que se depositan en contacto erosivo sobre formaciones estuarinas, bien sobre el lecho de los canales mareales o sobre los surcos de barreras litorales. Los sedimentos proceden de los bajos de las

bocanas estuarinas, de las puntas de las flechas litorales, de las dunas embrionarias costeras o de las zonas infralitorales. El material removilizado posee, por tanto, fauna de edad inmediatamente anterior al tsunami.

Las corrientes de resaca del tsunami poseen un gran poder erosivo y son capaces de crear nuevos canales o ampliar los previamente existentes, con formas acantiladas. Las olas de llegada se concentran principalmente en las playas y barreras litorales, creando escalones paralelos a la línea de costa.

Los sedimentos movilizados, y que se distribuyen por el interior de los estuarios, son en parte alóctonos y autóctonos, y necesitan de un cierto tiempo para resedimentarse, conformando crestas arenosas y/o bioclásticas en el interior de los estuarios o adosándose a flechas litorales previas.

Se han analizado y caracterizado todas las formaciones sedimentarias aflorantes del estuario del Guadalquivir y de los sondeos citados. Las formaciones datadas, de tipo tsunami, se extendían por el fondo del paleoestuario *Ligustinus*, creando una capa de limos y arenas finas con conchas, cuyo retrabajamiento por oleaje y marea conformó el cordón de Vetalengua, Las Nuevas y las primeras crestas-nuevas de La Algaida y Doñana.

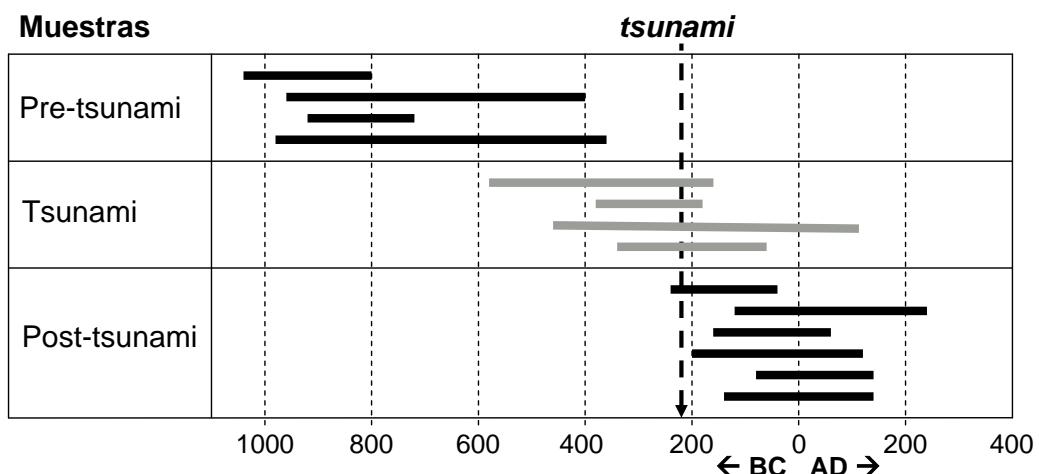


Figura 1. Representación gráfica de las dataciones calibradas (2σ) de la Tabla 1. Muestras en formaciones sedimentarias previas al tsunami, formaciones tsunamigénicas, y posteriores al tsunami de finales del siglo III a.C.

La interpretación geomorfológica, sedimentaria y micropaleontológica del antiguo *Lacus Ligustinus* del Guadalquivir nos indica que tenía una clara influencia marina, ya que las flechas litorales de Doñana y La Algaida eran de menor tamaño. Según nuestra reconstrucción paleogeográfica, la bocana del estuario debió de tener unos 8 km de ancho y una lámina de agua de 5 a 10m (registro micropaleontológico). Los cordones de Vetalengua y Las Nuevas no existían aún, ya que el margen interno del estuario hacia el norte estaba a unos 10 km de distancia y la anchura de la laguna era de casi el doble. Las marismas eran de tipo salobre.

Este escenario paleogeográfico definía la situación previa a la llegada del tsunami. Cuando se produjo el evento energético, los sucesivos frentes de ola erosionaron las dunas litorales de Doñana y éstas iniciaron un avance transgresivo hacia las marismas. Los bajos arenosos y la punta de Doñana fueron igualmente erosionados, así como la raíz y flancos de La Algaida, que quedó convertida en una isla. El fondo submareal del estuario quedó tapizado de limos y arenas bioclásticas, cuya edad calibrada (2σ) está comprendida entre ~580–130 años a.C.

La redistribución estuarina de esta facies tsunamigénica creó inicialmente, en las márgenes del *Lacus Ligustinus*, playas y crestas bioclásticas (Vetalengua, Las Nuevas) y las primeras crestas arenosas post-tsunami de las flechas de Doñana y La Algaida. Sobre esta facies se depositaron otras de playa y duna. La edad calibrada (2σ) está comprendida entre ~240 a.C.–250 d.C.

Esta reconstrucción paleogeográfica post-tsunami coincide con la primera descripción histórica del estuario, realizada por el cronista Estrabón en su trabajo *Geographica*, escrita entre los años 29 y 7 a.C., y posteriormente confirmada por Mela, 40 años después, en su trabajo *De Chorographica* (GARCÍA BELLIDO, 1987).

Desde el punto de vista arqueológico, en la flecha de La Algaida se conserva un asentamiento prerromano de entre los siglos VII a II a.C. (BLANCO & CORZO, 1983), que fue abandonado aproximadamente en la misma fecha del tsunami, cuando la flecha se convirtió en una isla. Posteriormente, en el siglo I d.C. (ESTEVE GUERRERO, 1952), cuando la isla volvió a estar conectada con tierra firme, los romanos instalaron una fábrica de salazón en la costa de Levante, a cobijo del oleaje.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha financiado gracias a dos proyectos españoles de I+D (CTM2006-06722/MAR y CGL2006-01412/BTE) y a tres grupos de investigación de la Junta de Andalucía (RNM-238, RNM-293 y RNM-349). Es también una contribución a los proyectos IGCP 495, 526 y 567.

REFERENCIAS

- BLANCO, A. & CORZO, R. (1983) – “Monte Algaida. Un santuario púnico en la desembocadura del Guadalquivir”. *Historia*, 16, **87**: 122-128.
- DABRIO, C.J.; ZAZO, C.; LARIO, J.; GOY, J.L.; SIERRA, F.J.; BORJA, F.; 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.
- 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.
- HORI, K.; KUZUMOTO, R.; HIROUCHI, D.; UMITSU, M.; JANJIRAWUTTIKUL, N. & PATANAKANOG, B. (2007) – “Horizontal and vertical variation of 2004 Indian tsunami deposits. An example of two transects along the western coast of Thailand”. *Marine Geology*, **239**: 163-172.
- HUGHEN, K.A.; BAILLIE, M.G.; BARD, E.; BECK, J.W.; BERTRAND, C.J.H.; BLACKWELL, P.G.; BUCK, C.E.; BURR, G.S.; CUTLER, K.B.; DAMON, P.E.; EDWARDS, R.L.; FAIRBANKS, R.G.; FRIEDRICH, M.; GUILDERSON, T.P.; KROMER, B.; McCORMAC, G.; MANNING, S.; BRONK RAMSEY, C.; REIMER, P.J.; REIMER, R.W.; REMMELE, S.; SOUTHON, J.R.; STUIVER, M.; TALAMO, S.; TAYLOR, F.W.; VAN DER PLICHT, J. & WEYHENMEYER, C.E. (2004) – “Marine04: marine radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP”. *Radiocarbon*, **46**: 1059-1086.
- LARIO, J. (1996) – “Último y Presente Interglacial en el área de conexión Atlántico-Mediterráneo: variaciones del nivel del mar, paleoclima y paleoambientes”. *Ph.D. thesis, University Complutense of Madrid*, Spain.
- LUQUE, L.; LARIO, J.; CIVIS, J.; SILVA, P.G.; ZAZO, C.; GOY, J.L. & DABRIO, C.J. (2002) – “Sedimentary record of a tsunami during Roman times, Bay of Cadiz, Spain”. *Journal of Quaternary Science*, **17**: 613-631.
- REIMER, P.J.; BAILLIE, M.G.; BARD, E.; BAYLISS, A.; BECK, J.W.; BERTRAND, C.J.H.; BLACKWELL, P.G.; BUCK, C.E.; BURR, G.S.; CUTLER, K.B.; DAMON, P.E.; EDWARDS, R.L.; FAIRBANKS, R.; FRIEDRICH, M.; GUILDERSON, T.P.; HOGG, A.G.; HUGHEN, K.A.; KROMER, B.; McCORMAC, G.; MANNING, S.; RAMSEY, C.B.; REIMER, R.W.; REMMELE, S.; SOUTHON, J.R.; STUIVER, M.; TALAMO, S.; TAYLOR, F.W.; VAN DER PLICHT, J. & WEYHENMEYER, C.E. (2004) – “IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP”. *Radiocarbon*, **46**: 1029–58.
- RODRÍGUEZ-RAMÍREZ, A. & YÁÑEZ-CAMACHO, C.M. (2008) – “Formation of chenier plain of the Doñana marshland (SW Spain): Observations and geomorphic model”. *Marine Geology*, **254**: 187-196.
- 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.
- RUIZ, F.; RODRÍGUEZ-RAMÍREZ, A.; CÁCERES, L.M.; RODRÍGUEZ-VIDAL, J.; CARRETERO, M.I.; 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.M.M. (2008) – “Radiocarbon dating of marine samples from Gulf of Cádiz”. *Abstracts Annual Conference IGCP 495*, Faro, Portugal, pp. 6-7.
- SOARES, A.M.M. & DIAS, J.M.A. (2006) – “Once upon a time... the Azores Front penetrated into the Gulf of Cadiz”. *Abstracts 5th Symposium on the Iberian Atlantic Margin*, 3pp.
- STUIVER, M. & REIMER, P.J. (1993). “Extended ^{14}C Data Base and Revised CALIB 3.0 ^{14}C Age Calibration”. *Radiocarbon*, **35**: 215-230.
- ZAZO, C.; GOY, J.L.; SOMOZA, L.; DABRIO, C.J.; BELLUOMINI, G.; IMPROTA, S.; LARIO, J.; BARDAJÍ, T. & SILVA, P.G. (1994) – “Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast”. *Journal of Coast Research*, **10**: 933-945.
- ZAZO, C.; DABRIO, C.J.; BORJA, F.; GOY, J.L.; LEZINE, A.M.; LARIO, J.; POLO, M.D.; HOYOS, M. & BOERSMA, J.R. (1999) – “Pleistocene and Holocene aeolian facies along the Huelva coast (southern Spain): climatic and neotectonic implications”. *Geologie en Mijnbouw*, **77**: 209-224.

MORPHOLOGICAL EVOLUTION OF THE GUADIANA ESTUARY UNDER CHANGING SEA LEVEL: CONSIDERATION OF PAST TRENDS FOR FUTURE EVOLUTION FORECAST

D.M.R. Sampath¹, C. Loureiro¹, T. Boski¹, A. I. Gomes¹

¹CIMA-Centro de Investigacao Marinha e Ambiental, Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, 8005-139 Faro,
Portugal
rmudiyanselage@ualg.pt

ABSTRACT

Analysis of Holocene sediment accumulation in the Guadiana estuary during the most recent postglacial sea level rise, since ca 13 000 cal yr BP, was used to simulate long-term morphological evolution of the lower Guadiana estuary and the associated intertidal zone for the forecasted sea level rise during the 21st century. Simulations were carried out for three IPCC, (2007) sea level rise scenarios using a large scale behaviour-oriented modelling approach. Sedimentation rate scenarios were derived both from the Holocene evolution of the estuary and from semi-empirical estimation of present day sediment aggradation. Results show a net increase (about 3% to 5% of the present intertidal zone for each 10cm rise in sea level) of the intertidal zone for B1, A1B and A1FI sea level rise scenarios irrespective of the sedimentation scenario. If sedimentation rates can be maintained in pace with sea level rise rate, the risk of salt marsh drowning with sea level rise, especially in the Spanish margin can be minimised. However, such characteristic behaviour of the Holocene evolution of the Guadiana estuary will be unlikely, since the estuary experiences significant sediment deficit at present. If sedimentation rate in the estuary falls to values around 0.65 mm/yr, due to the sediment deficit, the central channel will erode for three sea level rise scenarios imposed.

RESUMO

Com base na análise da acumulação sedimentar Holocénica no estuário do Guadiana durante a mais recente subida do nível do mar pós-glacial, desde 13 000 anos cal BP, foi simulada a evolução morfológica a longo termo da zona marítima do actual estuário do Guadiana, e respectivas zonas intertidais, sob condições de subida acelerada do nível médio do mar previstas durante o século XXI. As simulações foram baseadas nos cenários de subida do nível do mar definidos pelo IPCC (2007), utilizando uma abordagem de modelação de comportamento costeiro a larga escala. Em termos de taxas de sedimentação, os cenários foram determinados quer a partir da evolução Holocénica do estuário, quer pela estimação semi-empírica da acreção sedimentar actual. Os resultados evidenciam um aumento global da zona intertidal (aproximadamente 3% a 5% da zona intertidal actual para cada 10cm de subida do nível do mar), para os cenários de subida do nível do mar B1, A1B e A1F1, independentemente dos cenários de sedimentação. Se as taxas de sedimentação se mantiverem em equilíbrio com a taxa de subida do nível do mar, o risco de submersão dos sapais na margem espanhola será significativamente reduzido. Contudo, estas condições, características da evolução Holocénica do estuário, são pouco prováveis uma vez que o rio Guadiana tem vindo a registar deficit sedimentar significativo. Se as taxas de sedimentação forem reduzidas para valores da ordem de 0.65 mm/ano devido à redução do fornecimento sedimentar, prevê-se a erosão do canal central para qualquer dos cenários de subida do nível do mar.

INTRODUCTION

Estuaries and associated features like shoals, sand flats, mud flats and salt marsh habitats and fringing habitats like sand dunes support transition between marine and terrestrial ecosystems. These habitats are among the most productive ecosystems in the world. The demand for the resources provided by the estuaries is increasing rapidly in recent times, resulting in overall deterioration of these systems. They are very sensitive to

environmental changes including sea level rise and variations in marine and fluvial sediment supply (ADAM, 2002). Long-term morphological changes of the estuarine system are very much evident as a consequence to rapid sea level rise and sediment supply variations. The pathway of attaining new equilibrium in these systems will be governed by hydrodynamic, morphodynamic and biological processes in estuaries impacted by human interventions.

The lower Guadiana estuary is a narrow, deeply incised bedrock controlled estuary, experiencing the final stages of sediment infilling along with initial coastal progradation. This mesotidal estuary is subjected to a drastic reduction of river flow and sediment discharge due to human activities. Peak winter flood events have been restrained, especially after closure of the Alqueva dam (MACHADO *et al.*, 2007). Due to the shortage of silt supply by the river, a rapid decrease of salt marsh area is observed at present. Also, the construction of groynes at the western margin of the Guadiana River mouth has practically cut off the long-shore sand drift, resulting in beach erosion east of the river mouth. Under such conditions, it is important to predict the potential morphological evolution of the Guadiana estuarine system due to the expected sea level rise by the end of 21st century. The main objectives of this study were twofold: i) to simulate the morphological evolution for different sea level rise and sedimentation scenarios, ii) to contribute to the formulation of long term management policies for the entire estuarine system in the perspective of integrated coastal zone management.

METHODOLOGY

A numerical behaviour-oriented modelling study was undertaken to predict the long-term morphological evolution of the Guadiana estuary and the associated intertidal zone in response to the changing sea level and sedimentation rate. Three IPCC (2007) sea level rise scenarios (only the upper bound values - 95%) and four local sedimentation scenarios were considered for this study (Table 1). DIAS and TABORDA (1992) have projected 14-57cm rise of sea level along Portuguese coast at the end of 21st century. This is comparable with the upper bound value of A1FI (59cm) sea level rise scenario while respective values of A1B and B1 scenarios are approximately 10 and 20cm less than A1FI scenario. Long-term vertical sediment aggradation was simulated using the ESM - Estuarine Sedimentation Model (BRUCE *et al.*, 2003). The main assumption of this behaviour oriented model is that sediment deposition is proportional to the tidal inundation frequency, within an elevation dependent accommodation space. Using high frequency tide gauge data analysis, the relationship between tidal frequency and intertidal zone depth relative to the Portuguese hydrographical datum was derived for mesotidal regimes, as observed along the Portuguese coastline. The ESM model is coupled to ESRI ARCGIS Geographic Information System platform. Thus, visualization and analysis of the simulated morphological evolution of the Guadiana estuary were carried out using GIS geoprocessing techniques for different sea level rise and sedimentation scenarios.

Table 1. Sea level rise by the end of 21st century and local sedimentation scenarios

Year	Sea Level Rise Scenario (IPCC, 2007)	Sea Level Rise (m) (IPCC, 2007)	Sea Level Rise Rate (mm/yr) (IPCC, 2007)	Sedimentation Scenarios	
				Case	Sedimentation Rate (mm/yr)
2100	B1 - Global sustainability	0.38	3.9	Human Intervention	0.65
				Minimum	1.30
				Average	2.10
				Maximum	3.90
	A1B - Balanced use of fossil fuel	0.48	6	Human Intervention	0.65
				Minimum	1.30
				Average	3.70
				Maximum	6.00
	A1FI - Intensive use of fossil fuel	0.59	9.7	Human Intervention	0.65
				Minimum	1.30
				Average	5.50
				Maximum	9.70

Sedimentation scenarios were based on the behaviour of the Guadiana estuary during the postglacial sea level rise. Between 13 000 cal yr BP and 7000 cal yr BP sea level rose at a rate of 7 mm/yr and the sedimentation rate was in pace with such sea level rise, being around 7.1 mm/yr (BOSKI *et al.*, 2008). From 7000 cal yr BP onwards until the present, sea level rise slowed significantly as well as the sedimentation rate, which has been calculated to be around 1.3 mm/yr (BOSKI *et al.*, 2002; 2008). The first observation was used to derive maximum (Max) sedimentation scenario where the sedimentation rate was equal to the sea level rise rate while 1.3 mm/yr was used as the minimum scenario (Min) in geological time scale. The third sedimentation scenario was the average value (Avg) of above two scenarios. However, since sediment supply to the Guadiana estuary has been influenced by dam and jetty constructions, the fourth scenario was derived to account for the human influence on the present day sedimentary processes. Using the mathematical formulations of SCHUBEL and CARTER, (1984) and MORALES, (1995), Equation 1 was derived to estimate the sediment trapped (Q_{ST}) in the lower estuary, in terms of river discharge (Q_w). If sediments are to be trapped initially in the lower estuary, the uniform sediment deposition rate is approximately 0.65 mm/yr. This was named as the human intervention scenario (HI).

$$Q_{ST} = 1.38 Q_w^{1.5}$$

(Equation 1)

RESULTS AND DISCUSSION

Sea level rise and sediment supply are primary factors controlling the long-term morphological evolution of an estuarine system. Preliminary results of this study indicate that irrespective of the sedimentation scenario, the intertidal zone area of the Guadiana estuary would increase for all three sea level rise scenarios (Figure 1a). Therefore, even if the maximum sedimentation rate was maintained equal to the sea level rise rate, there would be a net increase of the intertidal zone area by the end of 21st century. This can be attributed to reduced sedimentation above the present mean sea level due to the low tidal inundation frequency for the upper intertidal zone. As given by the tidal inundation frequency and depth relationship, the sedimentation is negligible at high tide region (above 2.75m relative to the Portuguese hydrographic datum). The minimum landward migration of the intertidal zone occurred for the B1 scenario (38cm) and when the

sedimentation rate is equal to the sea level rise rate. When the sedimentation rate is 0.65 mm/yr, the maximum increase of the intertidal zone area occurred for the A1FI scenario (59cm). On the whole, the expansion of the intertidal zone for each 10cm rise of the sea level is about 3-5% of the present intertidal zone area. Simulations indicate that the net change in the intertidal zone area in the estuary is linearly decreasing with the increase of the sedimentation rates and decreasing rate is almost constant for each 10cm rise of sea level (Figure 1b).

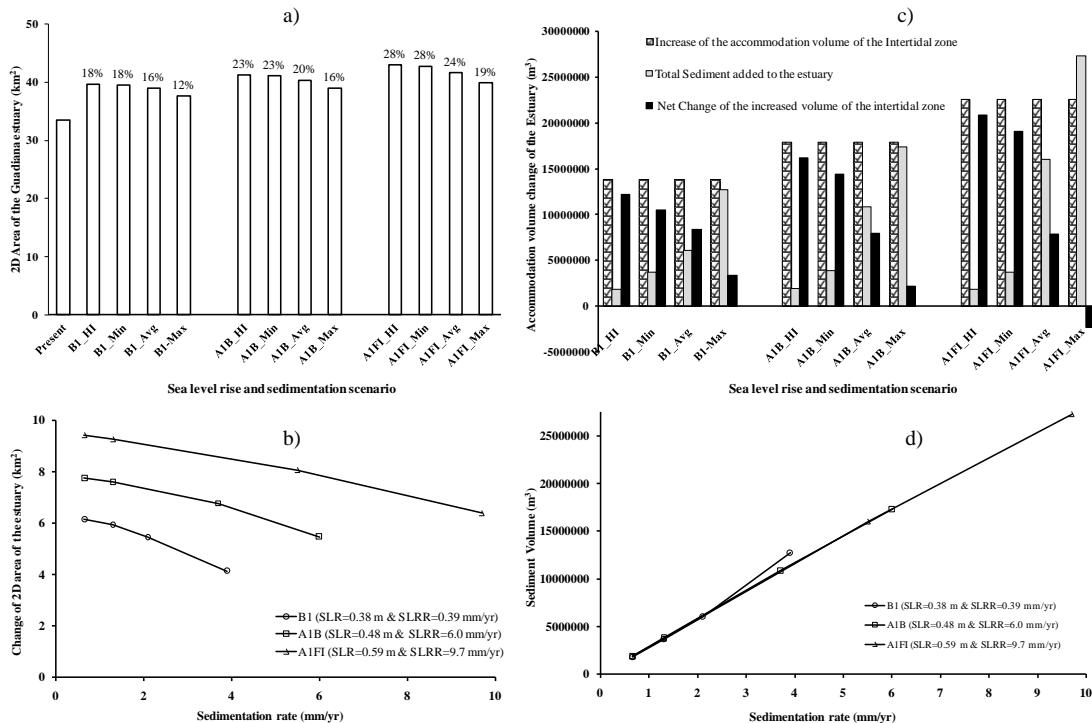


Figure 1. Morphological response of the Guadiana estuary to sea level rise and sedimentation scenarios; a) variation of the intertidal zone area (the percentage values on each bar is the percentage increase of the intertidal zone area for each case relative to that of present); b) Variation of the change of the intertidal zone area c) Accommodation volume change of the estuary; d) Variation of sediment volume added for change in sedimentation rate.

The net change of the accommodation space is rapidly decreasing with the increase of the sedimentation rate (Figure 1c). The net change of the accommodation space is a negative value for the A1FI sea level rise scenario considering a sedimentation rate equal to sea level rise rate. This indicates that an increase in space available for the accommodation of sediment due to sea level rise can be offset by the sediment added into the estuary. However the corresponding sedimentation rate may not be viable under the present constraints. All other scenarios show a net increase of the accommodation volume resulting in the drowning of some part of the Guadiana estuary for sea level rise conditions. This agrees with current observations that indicate salt marsh erosion. The sediment volume added into the estuary linearly depends on the sedimentation rate irrespective of the sea level rise (Figure 1d) and the regression lines are nearly equal for three sea level rise scenarios. Therefore the sediment volume added per unit sedimentation rate is almost constant for three sea level rise scenarios. However, it should be noted that the maximum difference between sea level rise scenarios for the 21st century is only about 20cm. Even though there is a significant change in the intertidal zone area in

response to sea level rise and sedimentation rate scenarios for the 21st century, there is no significant change in the mean sea level contour of the Guadiana River. The average and maximum landward migration of the mean sea level contour is about 7.6 and 60m, respectively, in the Portuguese margin. The Spanish margin shows comparatively high landward retreat of the mean sea level contour, especially, around 10km upstream the mouth of the estuary, where the maximum expansion is about 480m. This is mainly because of the low slope of intertidal zone compared to the other parts of the estuary.

The evolution of the estuary was studied using the bed elevation changes along the central longitudinal axis of the main estuarine channel. The average vertical accretion for B1 sea level rise scenario is from 0.1 to 0.5m for increase of sedimentation rate from 0.65 to 3.8 mm/yr. For the A1B sea level rise scenario, the present bed elevation of the main channel increases from 0.1 to 0.8 m when the sedimentation rate increases from 0.65 to 6.0 mm/yr, respectively. The change of the bed for the A1FI scenario is from 0.1 to 1.2m for increase of sedimentation rate from 0.65 to 9.7 mm/yr. Under the 0.65 and 1.3 mm/yr sedimentation rates, the water depth relative to the changing mean sea level increases along the central axis of the estuary for all three sea level rise scenarios. This will increase the bottom velocity as it is directly proportional to the water depth. Thereby, there would be an increase of the bottom shear stress resulting erosion of the bed. This explains erosion in part of the central axis of the estuary bathymetry for all three sea level rise scenarios with 0.65 mm/yr sedimentation rate. This demonstrates how the reduction in sediment supply due to dam construction upstream in the Guadiana River would impact on the lower estuary area. A complete reduction of the water depth along the central axis can be seen for both maximum and average sedimentation scenarios under A1FI sea level rise scenario and A1B with maximum sedimentation rates. As explained previously, such sedimentation scenarios are unlikely under the sediment deficit experienced by the Guadiana estuary at present. Thus, there is a high risk of erosion in some part of the Guadiana estuary bed by the end of 21st century. In conclusion, the most part of the Guadiana estuary would be drowned and there may be erosion in some part of the estuary due to sea level rise and sediment deficit by the end of 21st century.

ACKNOWLEDGMENTS

This work has been carried out in the framework of FCT PTDC/CLI/68488/2006 project EVEDUS and EU 6th FP-SPICOSA project. The authors acknowledge Dr. David Stolper, Vivira Cadungog, Dr. Peter Cowell and Dr. Eleanor Bruce, School of Geosciences, University of Sydney, and the Sydney Olympic Park Authority for development and access to the ESM.

REFERENCE

- ADAM, P. (2002). Saltmarshes in a time of change. *Environment. Conservation* **29** (1), 39–61.
- 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**, 103–122.
- BOSKI, T., CAMACHO, S., MOURA, D., FLETCHER, W., WILAMOWSKI, A., VEIGA-PIRES, C., CORREIA, V., LOUREIRO, C. AND SANTANA, P. (2008). Chronology of post-glacial sea-level rise in two estuaries of the Algarve coast, S. Portugal. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **77**, 230–244.
- BRUCE, E., COWELL, P., STOLPER, D. (2003). Development of a GIS-based estuarine sedimentation model. In *Coastal GIS 2003 – Wollongong University, Australia, papers on Maritime Policy 14*. Woodruffe, C.D. and Furness, F.A. (eds.), 271–285.
- DIAS, J., TABORDA, R. (1992). Tidal gauge data in deducing secular trends of relative sea-level and crustal movements in Portugal. *Journal of Coastal Research* **8** (3), 655–659.
- IPCC (2007). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z.

- Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- MACHADO, A., ROCHA F., GOMES C. AND DIAS J. (2007). Distribution and Composition of Suspended Particulate Matter in Guadiana Estuary (Southwestern Iberian Peninsula), *Journal of Coastal Research*, Special Issue 50, 1040, 1045.
- MORALES, J.A. (1995). Sedimentología del estuario del río Guadiana, Tese de Doutoramento, Universidade de Huelva, 322.
- SCUBEL, J.R. AND CARTER, H.H. (1984). The estuary as a filter for fine-grained suspended sediment. In: V.S. Kennedy (Ed.) *The estuary as a filter*. Academic Press, NY. 81-105.

Q3 – ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS E EVOLUÇÃO DOS ECOSISTEMAS

Q3 – ALTERACIONES CLIMÁTICAS Y EVOLUCIÓN DE ECOSISTEMAS



VII Reunião do Quaternário Ibérico, Faro 2009

BALANÇO DA PRESERVAÇÃO DE CARBONO ORGÂNICO NA RIA FORMOSA, USANDO CARTOGRAFIA DE UNIDADES GEO-AMBIENTAIS

M. J. Sacadura¹, T. Boski¹

¹CIMA, Universidade do Algarve, mjcarvalho@ualg.pt, tboski@ualg.pt

ABSTRACT

18 short cores (ca. 2,5m), 2 longer cores (12 and 22m) and 31 surface samples were collected from Ria Formosa's most western salt marshes, channels and channel margins, between Ancão inlet and Quinta do Lago resort. Available cartographic data was compiled, grain size analysis and main elemental organic matter components (C, H, S, N) determination were done. Sediments are silts and sands very poorly sorted. Between Montenegro and Ibis Hotel down to 3 m depth, the coring reflects confinement and lagoon continental border location. To the West, at Quinta do Lago, there is evidence of a lagoon environment previous to today's silting stage, and of the inlet which was located nearby during the 50's-60's. In front of Faro airport, cores show that major channels dominated that part of the lagoon, prior to a relatively recent development by salt marshes. Generally, Corg content is followed C/N ratio. Corg content within the surface layers, indicates it is reasonably well preserved within the upper part of the sediments, but tends to decrease in depth, except for the most continental part of the studied area and the central marshlands near the water body. When extrapolation of Corg masses was made for the total studied area, we found it concentrates mainly within very coarse silts and very fine sands, corresponding to the grain sizes were preferable marshland vegetable colonization occurs. Further results extrapolation for the entire system's area, gave as expectable Corg mass values, within the surface 2,75m of sediments, 27606 t to 52232 t of imprisoned Corg.

RESUMO

Foram executadas 18 sondagens curtas (ca. 2,5m) e 2 mais longas (12 e 22m) e, foram recolhidas 31 amostras superficiais, nos sapais, canais e margens de canal, do extremo Oeste da Ria Formosa, entre a Barra do Ancão e a Quinta do Lago. Efectuou-se uma compilação dos dados cartográficos disponíveis e fez-se a análise granulométrica e a avaliação dos teores dos componentes elementares principais da matéria orgânica (C, H, S, N). Os sedimentos encontrados são siltes grosseiros e areias finas muito mal calibrados. A zona entre o Montenegro e o Hotel Ibis reflecte confinamento e localização no bordo continental da laguna, ao longo dos 3m de profundidade atingidos. A zona da Quinta do Lago a Oeste, apresenta evidência de um ambiente lagunar anterior ao actual estado de siltagem, e da barra com localização bastante mais a Oeste do que a actual que ocorreu nos anos 50-60. A zona do sapal em frente ao aeroporto de Faro, apresenta evidências de que o corpo aquoso terá ocupado largamente a área com canais de maior dimensão ou mesmo com o canal principal da laguna, e só recentemente o sapal a terá colonizado. De uma forma geral, o teor em carbono orgânico (% Corg) é acompanhado pela variação do rácio C/N. Os valores de Corg nas camadas superficiais são indicadores de razoável preservação do mesmo, mas tendem a decrescer em profundidade, excepto na zona mais continental da área em estudo e na e zona central de sapal perto do corpo aquoso. Os valores extrapolados das massas de Corg para a área em estudo, permitem dizer que o mesmo se concentra nas camadas com granulometrias correspondentes a siltes muito grosseiros e areias muito finas onde se dá a colonização preferencial por espécies vegetais de sapal. A extrapolação dos resultados para a área total da Ria Formosa deu como valores espectáveis para a quantidade de Corg aprisionado nos 2,75m superficiais do mesmo, 27606 t a 52232 t.

INTRODUÇÃO

O principal objectivo deste trabalho é a execução de cartografia superficial e em profundidade do sistema lagunar da Ria Formosa, pretendendo assim: a) avaliar os

processos de preservação / degradação do carbono orgânico e suas taxas de aprisionamento, no período pós-glacial; b) obter uma melhor compreensão da génese e evolução deste sistema lagunar ao longo do período Holocénico. A Ria Formosa é um sistema lagunar multi-barra, que se estende ao longo de 56km da costa Sul Portuguesa. Usualmente, uma paleo-rede fluvial já existente durante a regressão marinha, que foi depois imersa pela transgressão Holocénica, mostra paleo-superfícies de erosão bastante evidentes. Por outro lado, nas zonas inter-fluviais quando sujeitas às mesmas condições, o material fino depositado em condições de baixo hidro-dinamismo, sofre pedogénesis e forma paleo-solos. Quando existe uma paleo-rede fluvial suficientemente bem definida e com uma dimensão apreciável, esta tende a definir a morfologia subsequente quando ocorre a transgressão, e esta morfologia herdada pode ser posteriormente cortada por canais, com a dimensão suficiente para contrabalançar a transgressão. À luz deste raciocínio, podemos equacionar a possibilidade de existência de uma paleo-superficie na Ria Formosa, que poderá ter contribuído para a sua evolução e forma actual. Esta hipótese, pode ser verificada pela cartografia 2D e 3D da sua caracterização granulométrica e dos conteúdos em matéria orgânica e micro-fauna. Esta mesma cartografia, acompanhada de datações, possibilita a contabilização das taxas de aprisionamento de carbono orgânico ao longo do período Holocénico e uma melhor compreensão das características sedimentológicas que as determinam.

METODOLOGIA

Durante a Primavera e Verão de 2008, foram executadas 18 sondagens curtas de sedimentos (Figura 1), com ca. de 2,75m nos sapais mais Oeste da Ria Formosa entre a Barra do Ancão e a Quinta do Lago, usando um amostrador Eijkelkamp. Recolheram-se também 31 amostras de sedimentos superficiais nos canais adjacentes e margens de canal (Figura 1), usando uma mini-draga Van Veen nos canais e seringas de 10cm x 2,5cm nas margens. Em Março de 2009 fizeram-se 3 perfis de sísmica ligeira conjuntamente com uma equipa da Friedrich-Schiller-Universität Jena, cujos resultados ainda não nos foram disponibilizados. Mais tarde, em Abril de 2009, foram executadas duas sondagens mais profundas, que atingiram os ca. 13m e ca. 22m de profundidade, respectivamente nas zonas da ETAR de Faro-Olhão e do antigo Porto de Faro. A todas as amostras (totalizando 177) foi feita a avaliação dos teores dos componentes maiores da matéria orgânica - enxofre (S), azoto total (Ntot), hidrogénio (H) e Carbono(C), antes e depois de hidrolise com uma solução de ácido clorídrico a 10% (que permite a distinção entre Corg e Ctot), usando um analisador elementar de cromatografia gasosa Carlo Erba Gas Chromatography Elemental Analyser EA 1108. Considerou-se o Ntot~Norg, visto que de uma forma geral os sedimentos não incluem quantidades significativas de compostos inorgânicos de azoto. Para todas as amostras, excepto as provenientes das duas sondagens mais recentes, foi feita análise granulométrica, usando um analisador a laser Malvern Mastersizer Micro. Usaram-se os dados granulométricos para definir camadas-tipo (Siltes muito grosseiros – VCSI, Siltes grosseiros – Csi, Areias muito finas – VFS, Areias finas – FS e Areias médias – MS). Com estes dados, conjuntamente com os resultantes da avaliação dos teores dos componentes maiores da matéria orgânica e as dimensões das camadas-tipo observadas nas sondagens, calcularam-se as massas dos diversos componentes da matéria orgânica em cada camada-tipo identificada, e extrapolaram-se os mesmos para os cerca de 15km² da área em estudo. Esta extração foi feita usando duas metodologias: a) o somatório das massas obtidas para cada camada-tipo nas diferentes sondagens e a diversas profundidades (resultados totais na Tabela 1); b) as massas médias presentes nas várias camadas tipo em diferentes sondagens e profundidades (resultados totais na Tabela 2).

Coligiram-se todos os dados cartográficos existentes na Ria Formosa e que incluíram ortofotografia, altimetria, geologia, hidro-geologia, uso de solos, zonas húmidas, qualidade da água, áreas urbanas e principais estruturas antropogénicas, assim como, os principais pontos de descarga de poluentes para o sistema. Todos os dados cartográficos estão compilados em ficheiros ArcGis e agrupados de acordo com as necessidades em cada momento, tendo sido elaborado um modelo digital de terreno (MDT). Com os resultados já obtidos, executaram-se logs de sondagem e cartas de distribuição superficial, usando softwares específicos como o LogPlot, o Surfer, etc. Usaram-se os resultados de campanhas anteriores de sondagens, feitas por outros autores (BETTENCOURT, 1994 and ANDRADE *et al.*, 2004) para a comparação com os dados por nós recolhidos.

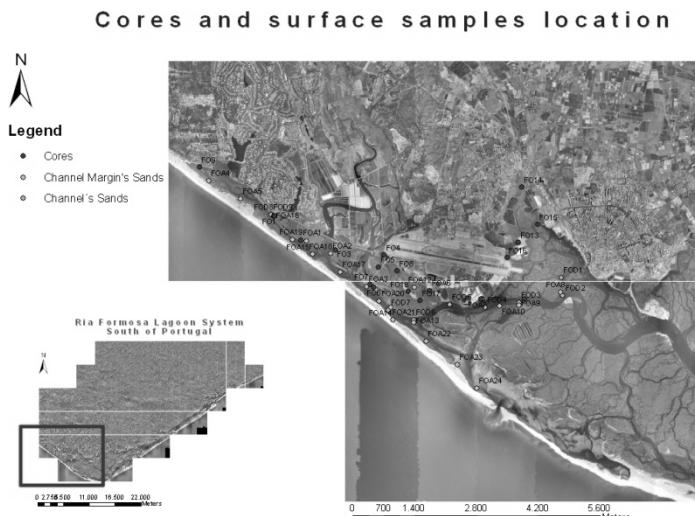


Figura 1. Ortofotografia com a localização das sondagens curtas e amostragens superficiais

DISCUSSÃO DE RESULTADOS

O tratamento granulométrico efectuado nas amostras superficiais, permitiu verificar que a superfície do sistema lagunar tem uma percentagem de areias sempre superior a ca. de 70%, o que revela um ambiente deposicional de elevado hidrodinamismo. Os materiais amostrados, quer sejam as areias de canal ou suas margens, quer correspondam ao preenchimento lagunar vazoso obtido por sondagem das zonas de sapal, são moderadamente a muito mal calibradas, concentradas nas fracções mais finas, bi e tri-modais. Os materiais mais finos concentram-se nas zonas abrigadas de menor hidrodinamismo, junto à Quinta do Lago e perto do Porto de Faro (Figura 2), registando-se também nessas zonas as piores calibragens.

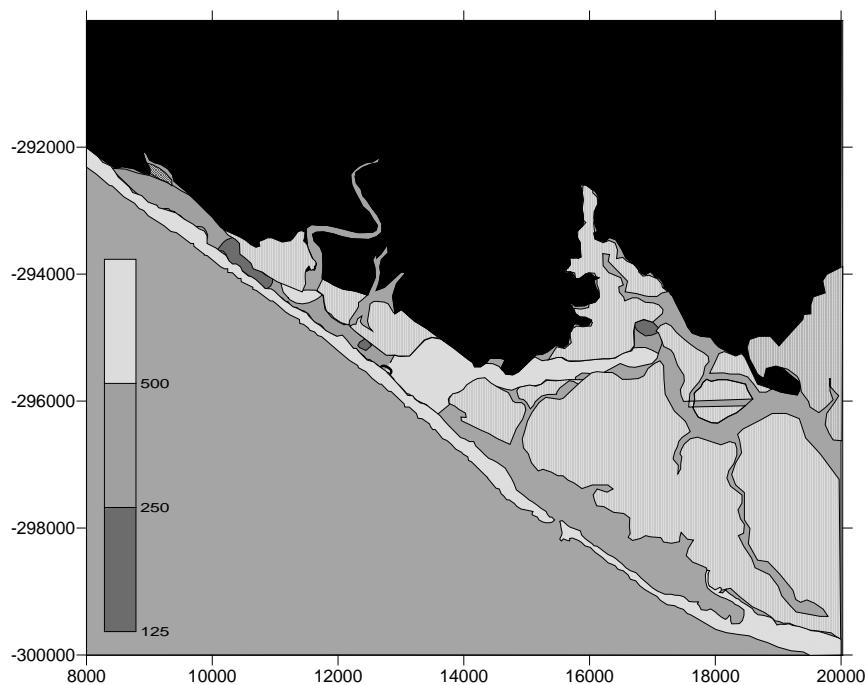


Figura 2. Mapa superficiais de distribuição da granulometria média

Na zona entre a Freguesia do Montenegro e o Hotel Ibis, predominam os siltes intercalados com areias essencialmente finas (embora se tenha detectado em ambas, um horizonte de areias médias), indicando que nos 3m de profundidade atingidos, o ambiente corresponde ao bordo continental da laguna, tendo no entanto ocorrido episódios curtos de entrada de materiais mais grosseiros, que poderão ter sido provocados por oscilações do NMM, e/ou tempestades de maior dimensão. De acordo com VILA-CONCEJO *et al.* (2002, *in* VILA-CONCEJO *et al.*, 2003), a barra do Ancão, também conhecida por Barrinha e barra de S. Luis, tem sofrido uma deriva constante para Este até atingir um ponto limite, seguida de relocalização a Oeste, com um ciclo de migração de 30 a 40 anos. Esta barra estava no inicio de um ciclo de migração durante décadas de 50-60, localizando-se bastante mais para Oeste. Pudemos observar na zona da Quinta do Lago, um preenchimento recente com siltes, representativos do actual estado de siltagem do sistema naquele local, sobreposto a areias finas, representativas de um ambiente anterior mais dinâmico, em que a barra do Ancão tinha localização bastante próxima e o corpo aquoso da laguna se estendia mais para Oeste. Entre a Quinta do Lago e a Freguesia do Montenegro surge um ambiente de transição entre o sistema lagunar e um dos seus afluentes, caracterizado essencialmente pela presença de areias finas com uma intercalação de siltes da ordem dos 10cm, que poderá representar uma época em que a confluência da Ribeira na Ria se fez noutro ponto, deixando o local da sondagem eventualmente mais abrigado. A zona central do sapal em frente ao aeroporto de Faro, apresenta uma sucessão monótona de areias que intercalam camadas finas, médias e grosseiras com aproximadamente 1 m de espessura, indicando que o corpo aquoso terá certamente ocupado largamente esta área com canais de maior dimensão ou mesmo com o canal principal da laguna, e só recentemente o sapal a terá colonizado.

De uma forma geral, o teor em carbono orgânico (% Corg) é acompanhado pela variação do rácio C/N, reflectindo o facto de o Corg nos sedimentos ser normalmente 11 vezes superior ao Norg dos mesmos. O Corg varia entre 0,70 e 3,47 nas camadas superiores, podendo estes valores ser considerados elevados e indicadores de preservação

de Corg, e entre 0,09 e 0,86% nas mais profundas, indicando menor preservação do mesmo; no entanto, algumas sondagens (zona mais interior da área em estudo e zona central de sapal perto do corpo aquoso) há tendência para um enriquecimento relativo em profundidade do Corg, reflectindo maior preservação do mesmo nessas zonas, ou um empobrecimento relativo em Norg nos sedimentos que aí se depositaram originalmente.

A extrapolação dos valores obtidos para os 15km² da área em estudo, a partir dos teores dos componentes principais da matéria orgânica, presentes nas diversas camadas-tipo identificadas, permite dizer que o Corg se concentra essencialmente nos siltes muito grosseiros para ambos os métodos de cálculo utilizados (Tabelas 1 e 2). Estas granulometrias com maior teor em matéria orgânica corresponderão assim muito provavelmente, às zonas mais confinadas do sistema, onde se dá preferencialmente a colonização por espécies vegetais de sapal. Isto poderá ser verificado após avaliação das espécies de Corg presentes e do conteúdo em foraminíferos.

Tabela 1. Resultados totais das massas dos componentes maiores da matéria orgânica nas várias camadas-tipo (Siltes muito grosseiros – VCSi, Siltes grosseiros – Csi, Areias muito finas – VFS, Areias finas – FS e Areias médias – MS), usando para o cálculo, o somatório das massas obtidas para cada camada-tipo nas diferentes sondagens e a diversas profundidades.

	Massas (somatório das massas das layers)					
	Peso Corg (t)	Peso Cinor (t)	Peso N (t)	Peso H (t)	Peso S (t)	C/N
CSi	337,7450076	331,2104796	27,1158888	197,7127	458,9905	12,45561
VCSi	882,0795984	470,5725024	85,549464	487,9407	526,2385	10,31076
VFS	487,786299	563,2108482	43,696653	213,8394	466,8344	11,16301
FS	613,3615488	309,3762672	53,1735204	284,7373	518,7526	11,53509
MS	387,6788916	251,2682172	35,7753396	186,5776	115,5927	10,83648

Tabela 2. Resultados totais das massas dos componentes maiores da matéria orgânica nas várias camadas-tipo (Siltes muito grosseiros – VCSi, Siltes grosseiros – Csi, Areias muito finas – VFS, Areias finas – FS e Areias médias – MS), usando para o cálculo, as massas médias presentes nas várias camadas tipo em diferentes sondagens e profundidades.

	Massas (massas médias em cada camada-tipo)					
	Peso Corg (t)	Peso Cinor (t)	Peso N (t)	Peso H (t)	Peso S (t)	C/N
CSi	623,4334619	587,5212351	48,90770182	367,716	724,2532	12,74714
VCSi	765,0543512	493,6857648	79,12257409	422,5622	506,931	9,66923
VFS	418,4829438	379,060292	40,14294093	192,9095	377,7628	10,42482
FS	127,813923	67,4427005	12,03368152	57,69407	125,9751	10,62135
MS	769,9285281	527,8063979	72,04125679	367,1524	231,8022	10,68733

Comparando os resultados globais obtidos com as duas metodologias, verifica-se que a correlação é muito boa e os valores são quase idênticos. Considerando que a área de ca. de 15km² em estudo, representa grosso modo, 18% da área total do sistema, então os valores esperados para a quantidade de Corg aprisionado nos 2,75m superficiais do mesmo, correspondentes ao somatórios das espessuras médias observadas nas sondagens, serão cerca de 15000 t.

Tabela 3. Resultados globais das massas dos componentes principais da matéria orgânica, presentes no volume de sedimentos lagunares cobertos pelas sondagens, usando os dois métodos das tabelas 1 e 2: a) o somatório das massas obtidas para cada camada-tipo nas diferentes sondagens e a diversas profundidades (resultados totais na Tabela 1); b) as massas médias presentes nas várias camadas tipo em diferentes sondagens e profundidades (resultados totais na Tabela 2).

C, N, H e S (t) na área da Ria em estudo		
	Massas (somatório das massas em cada camada-tipo)	Massas (massas médias em cada camada-tipo)
Peso Corg (g)	2708,651345	2704,713208
Peso Cinor (g)	1925,638315	2055,51639
Peso N (g)	245,3108658	252,2481551
Peso H (g)	1370,807638	1408,034229
Peso S (g)	2086,408724	1966,724244

REFERÊNCIAS

- 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** (2004) 339–362.
- BETTENCOURT, P. (1994). "Les environnements sedimentaires de la côte sotavento (Algarve, Sud de Portugal) et leur évolution Holocène et actuelle", Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux, (pás présenté).
- BOUDREAU, B., HUETTEL, M., FORSTER, S., JAHNKE, R. A., MCLACHLAN, A., MIDDELBURG, J., NIELSEN, P., SANSONE, F., TAGHON, G., RAAPHORST, W. V., WEBSTER, I., WESLAUSKI, J. M., WIBERG, P., SUNDBY, B. (2001). "Permeable marine sediments: overturning an old paradigm". *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, **82**, Nr.11.
- CONDEÇA (2004), "Modelação da intrusão salina no sector Troia-Melides". Dissertação apresentada à Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa para obtenção do grau de Mestre em Hidrogeologia.
- DE BEER, D., WENZHÖFER, F., FERDELMAN, T. G., BOEHME, S. E., HUETTEL, M. (2005). "Transport and mineralization rates in North Sea sandy intertidal sediments". *Limnol. Oceanogr.* **50**(1): 113-127.
- HEDGES, J. I. & R. G. KEIL, (1995). "Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis". *Mar. Chem.* **49**: 81-115.
- HUETTEL, M., GUST, G. (1992a). "Solute release mechanisms from confined sediment cores in stirred benthic chambers and flume flows". *Marine Ecology Progress Series* **82**: 187-197.
- HUETTEL, M., GUST, G. (1992b). "Impact of bioroughness on interfacial solute exchange in permeable sediments". *Marine Ecology Progress Series* **89**: 253-267.
- HUETTEL, M., RUSCH, A. (2000). "Transport and degradation of phytoplankton in permeable sediment". *Limnol. Oceanogr.* **45**(3): 534-549.
- HUETTEL, M., ZIEBIS, W., FORSTER, S., LUTHER III, G. W. (1998). "Advection transport affecting metal and nutrient distribution and interfacial fluxes in permeable sediments". *Geochimica et Cosmochimica Acta* **62** N° 4: 613-631.
- PACHECO, A., Carrasco, A. R., Vila-Consejo, A., Ferreira, Ó, Dias, J. M. A., (2007). "A coastal management program for channels located in backbarrier systems". *Ocean & Coastal Management* **50** (2007) 119–143
- RANSOM, B., KIM, D., KASTNER, M., WAINWRIGHT, S. (1998). "Organic matter preservation on continental slopes: importance of mineralogy and surface area". *Geochimica et Cosmochimica Acta* **62**: 1329-1345.
- RASHEED, M., BADRAN, M., HUETTEL, M. (2003). "Influence of sediment permeability and mineral composition on organic matter degradation in three sediments from the Gulf of Aqaba, Red Sea". *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **57**: 369-384.
- ROCHA, C. (2000). "Density-driven convection during flooding of warm, permeable intertidal sediments: the ecological importance of the convective turnover pump". *Journal of Sea Research* **43**: 1-14.
- VILA-CONSEJO, A., Ferreira, Ó, Matias, A., Dias, J. M. A., (2003). "The first two years of na inlet: sedimentary dinamics". *Continental Shelf Research* **23** (2003) 1425-1445.

APLICAÇÃO DE UM MODELO MATEMÁTICO PARA A EVOLUÇÃO MORFODINÂMICA DE ESTUÁRIOS A LONGO PRAZO ASSOCIADA ÀS ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS.

P. L. Silva¹, S. Gabriel², F. Martins³

Universidade do Algarve – CIMA. FCMA, Campus de Gambelas 8005-139 Faro, Portugal
¹ email: pisilva@ualg.pt; ² email: smgabriel@ualg.pt; ³ email: fmartins@ualg.pt

ABSTRACT

The sea level changes in coastal zones are a direct consequence of several processes that act in global, regional and local scales. This work intends to contribute to the reconstruction of physical-geological processes in estuarine environments, derived from climate changes since the last glacial-interglacial transition to the present. With this objective the process-based MOHID model was implemented to simulate the sedimentary infilling process and the sediment spacial distribution inside a conceptual estuary in temporal scales of thousand of years associated to climate changes impacts. The model was modified to enable extrapolation of the riverbed evolution. Initially the model was compared against linearized equilibrium model results obtained from literature. Next, several bed evolution extrapolation schemes were tested to reduce computational time. At last the combined effect of tide, sea level rise and river discharges was examined. The results demonstrate the feasibility of using process based models to perform studies in scales of 10^4 years. This is an advance relative to the use of conceptual models, enabling the use of variable forcing.

RESUMO

As alterações do nível do mar nas zonas costeiras resultam do somatório de vários processos que actuam ao nível global, regional e local. Neste trabalho pretende-se reconstruir os processos físico-geológicos em ambientes estuarinos condicionados pelos impactes das alterações climáticas da última transição glacial – interglacial até ao presente. Assim, o modelo *process-based* MOHID foi utilizado para simular o processo de preenchimento sedimentar e distribuição espacial dos sedimentos num estuário conceptual a escalas temporais de milhares de anos. O modelo foi modificado para permitir extrapolações da evolução da bacia do estuário. Numa primeira abordagem, o modelo foi comparado a resultados de um modelo linearizado. Seguidamente, diversas extrapolações da evolução morfodinâmica foram testadas para reduzir o tempo de simulação. Por fim foi investigado o efeito combinado da maré, da subida do nível do mar e da descarga fluvial. Os resultados demonstraram que os modelos *process-based* são fiáveis para simulações de grande escala temporal, permitindo um avanço relativo ao uso de modelos conceptuais e à utilização de forçamento variável.

INTRODUÇÃO

As primeiras tentativas de uma descrição quantitativa e de simulação do preeenchimento de bacias em escalas geológicas começou no fim da década de 60 do último século (BRIGGS & POLLACK, 1967; SCHWARZACHER, 1966). Actualmente, a maioria dos modelos usados no estudo do preeenchimento das bacias fluviais são do tipo difusivo (FLEMMINGS & JORDAN, 1989). É de notar que estes modelos não assumem que o transporte de sedimentos é realizado por um processo físico difusivo. Em vez disso são modelos sintéticos baseados na conservação de massa. Uma restrição importante da aplicabilidade da equação de difusão em situações reais é que as condições de fronteira, tais como o fornecimento de sedimentos e a descarga fluvial, têm de ser constantes. A simulação de processos dependentes do tempo, tais como o impacte das alterações climáticas, é difícil de obter com estes modelos.

Neste trabalho um modelo hidrodinâmico *process-based* de transporte de sedimentos e morfodinâmico foi utilizado para realizar simulações da evolução da bacia do estuário, tradicionalmente estudadas através de modelos sintéticos. Como essas evoluções ocorrem em períodos de milhares de anos a capacidade de cálculo é um factor relevante.

MÉTODOS

A implementação do modelo morfodinâmico *process-based* foi baseada no sistema de modelação de volumes finitos MOHID. É um código aberto desenvolvido nos últimos 30 anos pelo IST (Instituto Superior Técnico da Universidade Técnica de Lisboa, Portugal). É um sistema modular que inclui, entre outros, modelos para a hidrodinâmica, transporte de sedimentos e evolução morfodinâmica. Os resultados foram obtidos calculando a hidrodinâmica, o transporte de sedimentos e os processos da evolução do fundo. Os campos da hidrodinâmica impulsionam o modelo de transporte de sedimentos a interagir com o fundo. Esses modelos estão bem testados para simulações de curtos períodos, mas ainda assim são computacionalmente exigentes e não podem ser utilizados directamente em simulações de grandes períodos de tempo (na ordem dos séculos a milhares de anos). O tempo computacional é um factor relevante para estes modelos. Diversas opções de extrapolação foram investigadas para permitir simulações mais elaboradas e longas. Uma extrapolação local de 1^a ordem foi utilizada em cada célula para calcular a profundidade ao tempo t_3 usando as profundidades aos tempos t_1 e t_2 :

$$\eta^{t_3} = \eta^{t_1} + (t_2 - t_1) \frac{\eta^{t_2} - \eta^{t_1}}{t_2 - t_1} \quad (3)$$

Uma extrapolação de segunda ordem foi também testada utilizando:

$$\eta^{t_4} = \eta^{t_1} + (t_4 - t_1) \frac{\eta^{t_2} - \eta^{t_1}}{t_2 - t_1} + (t_4 - t_1) (t_4 - t_2) \frac{\eta^{t_3} - \eta^{t_2}}{t_3 - t_2} \quad (4)$$

Diversas simulações foram efectuadas com a intenção de testar a sensibilidade e o comportamento do modelo. Com este objectivo, uma grelha batimétrica esquemática 1D foi escolhida e diversos regimes de interpolação de tempo foram testados. Assim, uma batimetria 1D de largura constante com 50km de comprimento por 1km de largura e 50 células foi utilizada em todas as simulações. Apesar dos pressupostos serem diferentes, os resultados obtidos foram comparados a simulações similares de modelos sintéticos designados “modelos intermediários”.

A profundidade inicial do estuário foi imposta com uma variação linear desde 0 m na cabeceira até 10m na foz. Por convenção os valores de profundidade são assumidos como positivos. O sistema foi forçado na fronteira aberta por uma maré tipo M2 com amplitude constante de 1.75m. Nesta primeira abordagem não foi considerada descarga fluvial nem fluxo de sedimentos. O sedimento não-coesivo utilizado caracterizou-se com valores de d_{35} , d_{50} e d_{90} de 250, 200 e 100 μm , respectivamente. Na fronteira aberta a profundidade de 10m foi mantida igual ao longo do tempo. A concentração de sedimento na fronteira aberta durante o período de vazante foi igual à concentração interior adjacente à fronteira.

RESULTADOS E SUA DISCUSSÃO

Diversas simulações morfodinâmicas foram realizadas para períodos entre 10^3 a 10^4 anos. Uma primeira simulação de 10^4 anos foi realizada para investigar a estabilidade do método e para detectar as condições de equilíbrio do modelo. Na Figura 1 é observada a evolução do fundo durante 10^4 anos.

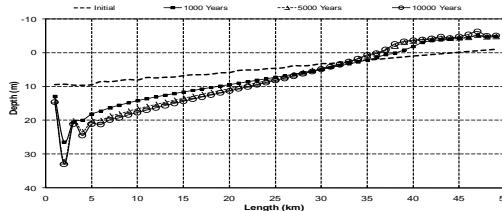


Figura 1. Evolução da profundidade durante 10^4 anos utilizando o modelo MOHID. (cabeceira do rio à direita da figura)

A evolução da profundidade durante 10^4 anos mostrou que após uma rápida mudança durante os primeiros 2000 anos o perfil de batimetria estabiliza num perfil de equilíbrio. Seguidamente, a evolução da batimetria durante os primeiros 750 anos foi comparada com o perfil de equilíbrio obtido por Schutteelaars e Swart (SCHUTTELAARS & SWART, 2000) e com um modelo linearizado intermediário, *process-based* (HIBMA *et al.*, 2003). Estas simulações foram executadas para a batimetria original de 50 km e outra batimetria de 100km. Hibma e os seus colegas (HIBMA *et al.*, 2003) compararam o modelo idealizado por Schutteelaars e Swart (SCHUTTELAARS & SWART, 2000) com um modelo “intermediário” para a mesma geometria e condições de simulação com uma duração de 750 anos. Os resultados obtidos e as comparações apresentam-se na Figura 2.

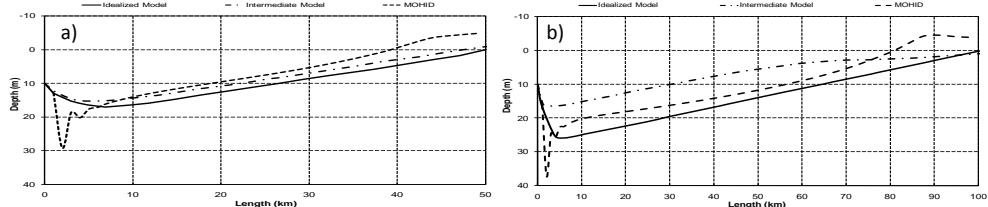


Figura 2. Perfis de equilíbrio depois de 750 anos para uma batimetria de 50km (a) e para uma batimetria de 100km (b) obtida com o modelo idealizado de Schutteelaars e Swart (Schutteelaars & Swart, 2000); o modelo linearizado de Hibma (Hibma *et al.*, 2003) e o modelo MOHID.

Não era expectável que os resultados fossem idênticos porque foram tomados diferentes pressupostos em cada modelo. A tendência geral dos perfis nos três modelos foi no entanto muito similar. Verifica-se também que as simulações não se encontravam ainda estabilizadas. Finalmente diversos esquemas de extrapolação foram testados para acelerar as simulações. Diferentes esquemas foram testados para extrapolar o perfil da bacia do estuário com o objectivo de melhorar o desempenho computacional. Se os erros obtidos forem pequenos irá permitir a realização de simulações mais complexas e de maior duração. Na Figura 3 estão presentes os perfis da bacia do estuário obtidos em simulações de 900 anos com diversos esquemas de extrapolação.

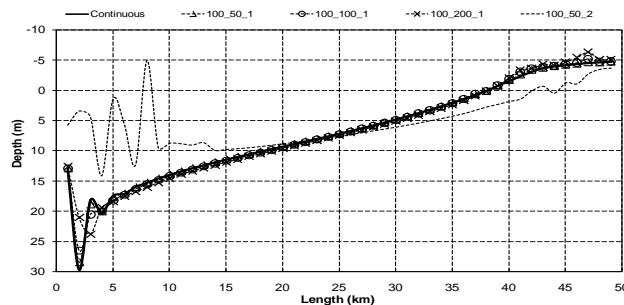


Figura 3. Perfis de equilíbrio depois de 900 anos para uma grelha batimétrica de 50km de extensão obtida com o modelo MOHID em modo contínuo e utilizando diferentes esquemas de extrapolação.

Observou-se que as extrapolações de segunda ordem produzem graves instabilidades. Das combinações de primeira ordem testadas uma extrapolação com a mesma duração do tempo de simulação é observada como a de melhor resultados com 50% de poupança em tempo de simulação e uma RMSE global de 0.55m quando comparada com a simulação contínua. Os métodos de extrapolação testados permitem reduzir o tempo de simulação a um terço com erros inferiores a 10%. Ainda assim, o método de extrapolação enfrenta alguns problemas. A extrapolação em células com características de sedimentação pode produzir deposição acima da superfície do nível do mar, sendo este fenómeno fisicamente irrealista. Este método de extrapolação também não entra em consideração com o espectro de energia das condições de fronteira. Isto significa que as simulações estão a ser realizadas durante períodos de pouca actividade morfodinâmica e as extrapolações estão a ser realizadas durante períodos de grande actividade morfodinâmica. Estes dois aspectos do processo de extrapolação deverão ser aperfeiçoados no futuro.

O conjunto de simulações, evidenciados anteriormente, permitiu compreender melhor o comportamento do modelo e a sensibilidade dos parâmetros. A resposta do modelo a diferentes forçamentos de maré e fluviais foi então investigada num outro tipo de abordagem, onde foram realizadas diversas simulações, modificando a entrada fluvial e as condições da fronteira aberta para analisar o comportamento e a sensibilidade do modelo a essas condições. O objectivo foi compreender como o forçamento fluvial modifica a evolução morfodinâmica. Foi utilizada uma descarga fluvial constante com um caudal de 332.17 m³/s e uma concentração de sedimentos de 1 kg/m³. Estes valores foram seleccionados por representarem o caudal médio e a maior concentração de sedimentos observados nesta bacia. Os dados foram obtidos da estação hidrométrica e sedimentológica *Pulo do Lobo* (ref. 27L/01H) na bacia do Guadiana (SNIRH, 2009).

Os resultados (**Figura 4a**) representam a erosão esperada na cabeceira do rio quando comparados com a simulação com o forçamento único da maré (**Figura 4b**). A existência de uma descarga fluvial promove uma maior erosão na cabeceira do sistema devido à maior energia aí presente. Apenas com o forçamento de maré (**Figura 4b**), é visível uma pronunciada acreção sedimentar na cabeceira do rio e erosão na foz.

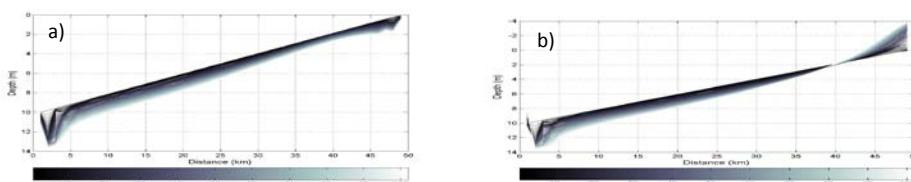


Figura 4. Evolução do perfil da bacia do estuário para uma simulação com 100 anos de duração com (a) e sem (b) a adição da descarga fluvial na cabeceira do rio. A paleta de cores representa o ano de deposição sedimentar.

Para investigar o efeito da subida do nível do mar adicionou-se uma subida do nível do mar de 88 cm por século à onda de maré do tipo M2 junto à fronteira aberta. A descarga fluvial de água e sedimento foi mantida igual à da simulação anterior. Os resultados obtidos nesta simulação podem ser observados na Figura 5a. Os resultados obtidos mostram que a subida do nível do mar produz globalmente uma menor erosão quando comparado com a situação com o nível constante (**Figura 4**). Podem ser identificadas diversas zonas de acreção sedimentar. Este comportamento é confirmado pelos modelos clássicos de preenchimento que mostram uma forte correlação entre o preenchimento da bacia e a subida do nível do mar (Paola *et al.*, 1999). A simulação foi

então repetida incluindo um caudal anual variável com descarga na cabeceira do rio e um forçamento de maré sem a adição da subida do nível do mar. Os resultados desta simulação podem ser observados na Figura 5b.

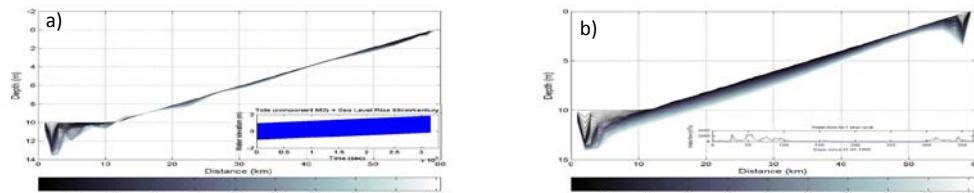


Figura 5. O mesmo que a **Figura 4** mas com a adição da componente de maré tipo M2 mais a subida do nível do mar de 88 cm por século (a) e com a adição de um caudal anual variável com a descarga na cabeceira do rio (b).

Com um caudal anual variável, os resultados mostram um notável processo de erosão existente na cabeceira do rio, resultante do aumento do caudal do rio e da descarga directa nesta área. Imediatamente depois desta área, a bacia do estuário atinge um equilíbrio com a entrada de sedimentos e o processo de erosão actua numa menor escala. A jusante o rio determina um maior processo de erosão, similar aos resultados obtidos na simulação anterior.

CONCLUSÕES

Os resultados demonstram que é praticável a utilização dos modelos *process-based* para a realização de estudos em escalas temporais de 10^4 anos. Isto é um avanço relativo à utilização dos modelos conceptuais, permitindo a simulação directa dos processos e a inclusão de forçamentos variáveis (subida do nível do mar).

Os resultados obtidos neste trabalho foram em parte contrários aos esperados que indicam os períodos de enchente como os eventos responsáveis da entrada de sedimento na bacia. Esse efeito não é obtido no modelo devido a tratarem-se de simulações 1D e por essa razão não incluirem planícies de inundação e a retenção de sedimentos nessas zonas. Esta é uma conclusão importante e mostra que o uso de modelos 2D com a inclusão de planícies de inundação é importante para se poder obter resultados fisicamente realistas. Devido a estes processos não poderem ser simulados com uma configuração 1D, no futuro irão ser utilizadas grelhas 2D.

A conclusão principal desta série de simulações é que a subida do nível do mar promove uma sedimentação importante no estuário. Devido às simulações realizadas apenas compreenderem as primeiras centenas de anos, esses resultados ainda não se encontram estabilizados. Por esta razão será necessário realizar simulações de maior duração.

REFERÊNCIAS

- BRIGGS, L.I., POLLACK, H.N., 1967. *Digital model of evaporate sedimentation*. *Science*, **155**, 453-456.
- SCHWARZACHER, W., 1966. *Sedimentation in a subsiding basin*. *Nature*, **5043**, 1349-1350.
- FLEMMINGS, P.B., JORDAN, T.E., 1989. *A synthetic stratigraphic model of foreland basin development*. *J. Geophys. Res.*, **94**, 3851-3866.
- HIBMA, A., SCHUTTELAARS, H.M., WANG, Z.B., 2003. *Comparison of longitudinal equilibrium profiles of estuaries in idealized and process-based models*. *Ocean Dynamics*, **53**, 252-269.
- SCHUTTELAARS, H.M., SWART, H.E., 2000. *Multiple morphodynamic equilibria in tidal embayments*. *J Geophys Res.*, **105**, 24105-24118.
- SNIRH, 2009. INAG online database SNIRH at <http://snirh.pt/>.
- PAOLA, C., PARKER, G., MOHRIG, D.C., WHIPPLE, K.X., 1999. *The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, I: Theory*. *Basin Res.*, **4**, 73-90.



VII Reunião do Quaternário Ibérico, Faro 2009

Q4 – OCUPAÇÃO HUMANA NA PENÍNSULA IBÉRICA

**Q4 – OCUPACIÓN HUMANA EN LA
PENÍNSULA IBÉRICA**



VII Reunião do Quaternário Ibérico, Faro 2009

APORTACIONES AL ESTUDIO DE LA EXPLOTACIÓN DE MOLUSCOS MARINOS DURANTE EL TARDIGLACIAR EN LA REGIÓN CANTÁBRICA: NIVEL 3E DE LA CUEVA DE LOS AZULES (ASTURIAS, ESPAÑA)

J. Fernández-Irigoyen¹

¹ Departamento de Historia, Universidad de Oviedo, Campus del Milán, c/ Teniente Alfonso Martínez s/n, 33011, Oviedo.
javier.fernandezirigoyen@asturias.es

ABSTRACT

The present text reports the preliminary results of the studies realized in the malacological collection belonging to the level 3e of the Cave of Los Azules. This level is assigned culturally to the Classical Azilian developed on the cantabrian area during the Dryas III (Würm IV-Cantábrico IX) and the starts of the Preboreal, a stage of slightly intense cold and few dampness. Chronologically this level 3e has a radiocarbon age of 11.320 ± 360 years BP in his basal zone and 10.480 ± 210 years BP in his ceiling. The malacological collection founds in this level is integrated by 197 individuals corresponding to 20 different taxa. Of these, 11 are marine gastropods, 6 continental gastropods, besides exists 1 type of marine bivalve, 1 type of echinoderm and a fragment of marine decapod. Finally, like hypothesis, we distinguish the palaeoenvironmental implications from the different species, so much marines like continentals.

RESUMO

O presente texto expõe os resultados preliminares dos estudos realizados na colecção malacológica pertencente ao nível 3e da Caverna de Los Azules. O dito nível é designado culturalmente ao Aziliense clássico desenvolvido na zona cantábrica durante o Dryas III (Würm IV-Cantábrico IX) e aos inícios do Preboreal, uma etapa de frio ligeiramente intenso e escassa humidade. Cronologicamente este nível 3e tem uma idade radiocarbónica de 11.320 ± 360 anos BP na sua zona basal e 10.480 ± 210 anos BP no seu tecto. A colecção malacológica encontrada neste nível é integrada por 197 indivíduos pertencentes a 20 taxones diferentes. Destes, 11 são gastrópodes marinhos, 6 gastrópodes continentais, para além de 1 exemplar de bivalvo marinho, outro de equinoderme e um fragmento de decápodo marinho. Finalmente, e a modo de hipótese, formulam-se possíveis envolvimentos paleoambientais das diferentes espécies, tanto marinhas como continentais.

INTRODUCCIÓN

La Cueva de Los Azules está situada en las inmediaciones de la localidad de Cangas de Onís (Oriente de Asturias), en el curso medio del río Sella. Se trata de una pequeña cavidad, integrada en un complejo cártico mayor, excavada en una formación de calizas cretácicas situadas en la vertiente sur del monte de Llueves. Este cordal montañoso de escasa altura pertenece a la formación de sierras prelitorales propias del oriente asturiano.



Figura 1. Mapa de localización.

El yacimiento arqueológico localizado en Los Azules presenta una amplia secuencia de niveles azilienses que permiten conocer el origen y desarrollo de esta cultura mesolítica en la región cantábrica, además de su conexión con el Magdaleniense superior-final. Los datos climáticos y palinológicos parecen señalar el desarrollo del Aziliense durante los momentos finales del Tardiglaciado y los inicios del Holoceno. La primera etapa, Aziliense antiguo, tuvo lugar durante un episodio climático suave, el Alleröd (Würm IV-Cantábrico VIII). Su pleno desarrollo, el Aziliense clásico, aconteció durante el Dryas III (Würm IV-Cantábrico IX) y el Preboreal, una etapa de frío ligeramente intenso y escasa humedad (FERNÁNDEZ-TRESGUERRES, 1995; GONZÁLEZ SAINZ, 1994).

La cavidad se localiza a unos 20m. sobre el curso actual del río Sella y su distancia de la costa está en torno a 14Km. La fauna encontrada en el yacimiento manifiesta el aprovechamiento de los diferentes biotopos del entorno. La explotación del bosque lo indican los restos de *Cervus elaphus*, *Sus scrofa* y *Capreolus capreolus*; y la del roquedo y zona de montaña la aparición de *Capra pyrenaica*. Esto se complementaba con la pesca en los ríos cercanos, evidenciado por la aparición de restos de trucha y salmón (FERNÁNDEZ-TRESGUERRES, 1980).

Especialmente interesante resulta la presencia de restos de moluscos marinos en el registro arqueológico, lo que nos indica un conocimiento de las posibilidades cinegéticas que la costa ofrecía durante el periodo aziliense. Además, muestra la movilidad de estos grupos humanos y la vinculación de este yacimiento, situado en el curso medio de un valle fluvial, con la zona de costa.

MATERIAL DE ESTUDIO Y RESULTADOS

Hemos abordado el estudio de los restos malacológicos del nivel 3e de la Cueva de Los Azules, por tratarse de un nivel especialmente rico en este tipo de materiales y estar datado radícarbonicamente y adscrito al Aziliense clásico cantábrico. Cronológicamente este nivel 3e tiene una edad de 11.320 ± 360 años BP en su zona basal y 10.480 ± 210 años BP en su techo. Se desarrolló por tanto durante el Dryas III (Würm IV-Cantábrico IX) y los inicios del Preboreal (FERNÁNDEZ-TRESGUERRES, 2006).

La colección malacológica hallada en este nivel está integrada por 197 individuos pertenecientes a 20 taxones diferentes. De estos, 11 son gasterópodos marinos, 6

gasterópodos continentales, además existe una especie de bivalvo marino, otra de equinodermo y un fragmento de decápodo marino (ORTEA, 1980; LINDNER, 2000).

Clase	Especie	Nº de individuos	Porcentaje
Gastrópodos marinos	<i>Patella vulgata</i>	61	30,96 %
	<i>Patella intermedia</i>	44	22,33 %
	<i>Patella aspera</i>	4	2,05 %
	<i>Patella ulyssiponensis</i>	3	1,52 %
	<i>Littorina littorea</i>	28	14,21 %
	<i>Littorina neritoides</i>	1	0,51 %
	<i>Littorina littoralis</i>	1	0,51 %
	<i>Monodonta lineata</i>	22	11,16 %
	<i>Monodonta crassa</i>	1	0,51 %
	<i>Trivia monacha</i>	3	1,52 %
Bivalvia	<i>Gibbula umbilicalis</i>	1	0,51 %
	<i>Mytilus edulis</i>	7	3,55 %
Euechinoidea	<i>Paracentrotus lividus</i>	3	1,52 %
Gastrópodos continentales	<i>Cepaea nemoralis</i>	1	0,51 %
	<i>Pomatias elegans</i>	3	1,52 %
	<i>Helix arbustorum</i>	10	5,07 %
	<i>Monacha cartusiana</i>	1	0,51 %
	<i>Lacinaria biplicata</i>	1	0,51 %
	<i>Oestophorella buvinieri</i>	1	0,51 %
Malacostraca	Decápoda	1	0,51 %
TOTAL		197	100 %

Figura 2. Tabla de clasificación de los diferentes tipos de fauna marina y continental del nivel 3e.

Entre los gasterópodos marinos, son los diversos tipos de *Patella* la especie mayoritaria, representan un 56,86% del total, especialmente numerosa es la *Patella vulgata* y *Patella intermedia*, después tenemos la *Littorina littorea* que supone un 14,21% y a la *Monodonta lineata* con un 11,16%. La presencia de otros gasterópodos marinos como la *Trivia monacha*, la *Gibbula umbilicalis*, la *Littorina littoralis* o la *Monodonta crassa*, es meramente testimonial dado su escaso número. Destacan otros tipos de fauna marina como los bivalvos (*Mytilus edulis*), equinodermos (*Paracentrotus lividus*) y el fragmento de decápodo marino.

Capítulo aparte se merecen los gaterópodos continentales, que suponen un 8,63% del total de los restos de malacofauna. Dado que son especies comunes en el entorno del yacimiento es difícil saber si su presencia se debe interpretar como un resto de alimentación, o simplemente es debida a causas naturales, bien porque su hábitat natural sean las cuevas, debido a una acumulación producto de algún tipo de arrastre o por deposición humana no intencionada.

CONCLUSIONES

La presencia de moluscos marinos en este yacimiento, situado en la zona media del valle del Sella, revela que este tipo de alimento tuvo cierta importancia durante el periodo aziliense. Sin embargo, si comparamos los 197 individuos encontrados, con la ingente cantidad de restos de mamíferos cazados que aparecen en el registro arqueológico, vemos como en la dieta de estas poblaciones mesolíticas la fauna marina era muy poco relevante. En cambio, su presencia tiene una gran importancia desde el punto de vista de la movilidad de estos grupos, habida cuenta de los desplazamientos que debían de realizar para proveerse de tales moluscos (ALTUNA, 1985; ORTEA, 1986).

La recolección de fauna marina estaba centrada en los diferentes tipos de gasterópodos, dentro de estos se recogen con mayor abundancia la *Patella vulgata* y *Patella intermedia*, así como la *Littorina littorea* y la *Monodonta lineata*. Estas cuatro especies representan el 78,65% del total, por lo que las podemos considerar como la base principal de la dieta de moluscos marinos. Bivalvos, equinodermos y decápodos solo representan el 5,58%, por tanto su importancia cinegética es menor. Sin embargo, nos muestran como la explotación de los recursos costeros durante el Aziliense, aunque centrada en los diferentes tipos de gasterópodos, era amplia y diversa, afectando también a este tipo de especies aunque de forma puntual.

La colección estudiada en este trabajo, perteneciente al nivel 3e, fue usada como alimento y las conchas no presentan perforaciones ni rasgos de haber sido usadas como elemento decorativo. Sin embargo, en Los Azules hay una muestra de como la malacofauna fue utilizada como elemento ornamental y funerario. En el enterramiento aziliense de esta misma cueva, datado en 9.540 ± 120 años BP, aparecen incluidos en el ajuar grandes caparazones de *Modiolus barbatus*, especie de bivalvo que no está presente en el resto de niveles del yacimiento (FERNÁNDEZ-TRESGUERRES, 1976).

Respecto de las diferentes especies de gasterópodos continentales, podemos decir que son elementos de la tanatocenosis natural de la cueva. La totalidad de estos gasterópodos viven en la actualidad en la zona donde se encuentra el yacimiento y son propios de lugares húmedos y boscosos caducifolios. Ninguna de las especies aparece en un número tan elevado como para considerar su origen antrópico y finalidad cinegética (APARICIO, 2001).

La presencia de moluscos marinos en el registro arqueológico de la Cueva de Los Azules, nos proporciona también información sobre las características de la costa donde fueron recogidos por los hombres del Mesolítico. Estas especies se recogieron tanto en los estuarios como también en las zonas rocosas expuestas al oleaje. Teniendo en cuenta el diferente tipo de sustrato donde estos moluscos aparecen, podemos establecer una clasificación entre especies de sustrato rocoso y de sustrato sedimentario. Las especies de sustrato rocoso, *Patella vulgata* y *Patella intermedia*, *Littorina littorea*, *Monodonta lineata*, tienen su hábitat preferente en el piso mesolitoral, llegando en algún caso a los primeros metros del piso infralitoral. Estas especies fueron probablemente recolectadas directamente por el hombre durante la bajamar en la zona intermareal (ÁLVAREZ FERNÁNDEZ, 2005; JORDÁ PARDO, 2006). Por otro lado, existe otro grupo de especies propias de sustrato sedimentario, ya sea este fangoso o arenoso, cuyo hábitat óptimo se circunscribe a zonas próximas a la orilla, en la zona intermareal y a fondos poco profundos del piso infralitoral. Entre estas especies destaca la presencia de *Mytilus edulis*, *Paracentrotus lividus* y *Decápoda*, que podrían haber sido recogidas en una zona de laguna litoral ligada a la desembocadura de algún río. También de sustrato sedimentario es la *Littorina littoralis*, cuyo hábitat se encuentra en la franja intermareal, asociada a algunos tipo de algas como *Fucus* y *Ascophyllum*, siendo frecuente en zonas protegidas, como por ejemplo las rías.

Todas estas especies nos están describiendo una costa acantilada y sometida a una moderada acción del oleaje, donde también existen zonas de playas, llanuras de marea y lagunas litorales formadas en desembocaduras fluviales. Todos estos elementos geomorfológicos y los medios sedimentarios asociados, propios del dominio litoral, son frecuentes en la costa cántabra, durante el Pleistoceno superior final (VÁZQUEZ VARELA, 1974; IMAZ, 1990) y en los comienzos del Holoceno, como nos lo indican diversos estudio de concheros prehistóricos cantábricos (RUIZ COBO Y MOÑINO SÁEZ, 1987).

REFERENCIAS

- ALTUNA, J. (1985). "Los moluscos marinos de Erralla". *Munibe: Antropología y Arqueología*, Nº 37, 119-121.
- ÁLVAREZ FERNÁNDEZ, E. (2005). "La explotación de los moluscos marinos durante el Paleolítico superior y el Mesolítico en la Región Cantábrica y en el valle del Ebro: pasado y presente de la investigación". *Munibe: Antropología y Arqueología*, Nº 57 (Ejemplar dedicado en: homenaje a Jesús Altuna), 359-368.
- APARICIO, M. T. (2001). "Malacofauna terrestre del Yacimiento de Cubío Redondo (Matienzo, Cantábrica)". *Munibe*, Nº 53, 61-66.
- FERNÁNDEZ-TRESGÜERRES VELASCO, J. A. (1976). "Enteramiento aziliense de la Cueva de Los Azules". *Boletín del Real Instituto de Estudios Asturianos*, Nº 87, 273-288.
- FERNÁNDEZ-TRESGÜERRES VELASCO, J. A. (1980). *El Aziliense en las provincias de Asturias y Santander*. Centro de Investigación y Museo de Altamira, Monografías, Nº 2, 214 pp.
- FERNÁNDEZ-TRESGÜERRES VELASCO, J. A. (1995). "El Aziliense de la Región Cantábrica". En *El final del Paleolítico Cantábrico: transformaciones ambientales y culturales durante el tardiglaciario y comienzos del Holoceno en la Región Cantábrica*. (González Sainz, C. coord.) Servicio de publicaciones de la Universidad de Cantabria, Santander, 119-224.
- FERNÁNDEZ-TRESGÜERRES, J.A. (2006). "El Aziliense de la región cantábrica". *Zephyrus*, 59, 163-179.
- GONZÁLEZ SAINZ, C. (1994). "Sobre la cronoestratigrafía del Magdaleniense y Aziliense en la Región Cantábrica". *Munibe: Antropología y Arqueología*, Nº 46, 53-68.
- IMAZ, M. (1990). "Estratigrafía de los moluscos marinos en los yacimientos prehistóricos vascos". *Munibe: Antropología y Arqueología*, Nº 42, 269-275.
- JORDÁ PARDO, J. F.(2006). "La malacofauna del yacimiento de La Peña de Estebanvela (Segovia)". En *La Peña de Estebanvela (Estebanvela-Ayllón, Segovia). Grupos magdalenienses al Sur del Duero*. (Cacho Quesada, C et al., coord.) Ed. Array, 107-125.
- LINDNER, G. (2000). *Moluscos y caracoles de los mares del mundo*. Ed. Omega, Barcelona.
- ORTEA, J. (1980). "El genero *Patella* Linné 1758 en Asturias". *Boletín de Ciencias de la Naturaleza del R.I.D.E.A*, Nº 26, 57-72.
- ORTEA, J. (1986). "The malacology of La Riera Cave". *Anthropological Research Papers*, Nº 36, 289-297.
- RUIZ COBO, J. y MOÑINO SAEZ, M. (1987). "Los yacimientos de conchero en la costa cántabra". *Revista de Arqueología*, Nº 73. 7-15.
- VÁZQUEZ VARELA, J. M. (1974). "Algunos aspectos del marisqueo en el Paleolítico Cantábrico". *Actas do III Congreso Nacional de Arqueología*, Porto, 1973. 37-42.

LAJINHA 8 NO NEOLÍTICO ANTIGO DO MACIÇO ERUPTIVO DE SÃO MANCOS (ÉVORA)

R. Gaspar

e-mail: ritantunesgaspar@gmail.com

ABSTRACT

The archaeological site Lajinha 8 was identified in 2007 during the minimization and mitigation of the forthcoming impacts in Bloco 4 – Aproveitamento hidroagrícola de Monte Novo, Alqueva (São Manços, Évora). In the 185m² excavation area, several domestic structures were recorded. Although two major phases have been identified, one must stress the earlier phase characterized by several occupation periods generically comprised within the Early Neolithic. Fourteen structures of different typologies were excavated. Most of them were domestic fire structures partly excavated in the bedrock.

RESUMO

O sítio arqueológico Lajinha 8 foi identificado em 2007 durante os trabalhos de minimização de impactes no Bloco 4 – Aproveitamento hidroagrícola de Monte Novo, Alqueva (São Manços, Évora). Foi intervencionado um total de 185m² tendo sido detectadas diversas estruturas domésticas.

Embora tenham sido registadas duas fases de ocupação, salienta-se a fase mais antiga, enquadrada genericamente no Neolítico antigo, durante a qual se verificaram momentos de utilização do espaço. Um total de 14 estruturas dispõe-se pela área, entre afloramentos rochosos, evidenciando-se principalmente várias tipologias de estruturas de combustão, frequentemente escavadas no substrato.

Ainda que existam paralelos em outras jazidas da região – e.g. Xarez 12 e Defesa de Cima – a Lajinha 8 apresenta um carácter excepcional pela diversidade de estruturas registadas e pela riqueza de dados obtidos numa área de intervenção alargada.

ENQUADRAMENTO DA ÁREA DE ESTUDO

O sítio arqueológico Lajinha 8 foi alvo que uma intervenção arqueológica de salvamento em 2007 no âmbito dos trabalhos de minimização de impactes no Bloco 4 – Aproveitamento hidroagrícola de Monte Novo, Alqueva. Localiza-se na freguesia de São Manços, Concelho de Évora, a poucos metros a Sul da EN 18 (Évora - Reguengos de Monsaraz). Após os resultados das primeiras sondagens de avaliação levou-se a cabo a escavação em área aberta da jazida Neolítica (Figura 1), num total de 185m².



Figura 1. Vista geral da área Oeste da ocupação Neolítica.

Esta ocupação humana terá privilegiado um espaço físico com excelentes condições de abrigo e habitabilidade. Protegido no interior de uma “ilha granítica”, na margem direita da ribeira de São Manços, apresenta fácil acesso a recursos bióticos e abióticos (sendo as matérias-primas líticas exploradas maioritariamente de cariz local). O nível arqueológico encontra-se bem preservado, inserindo-se num perfil de solo que atesta a estabilidade do local aquando da ocupação do mesmo. Foram identificadas 14 estruturas, na sua maioria associadas a actividades de combustão, dispersas pelas áreas entre afloramentos rochosos (Figura 2). Estas estruturas de combustão apresentam várias tipologias desde um grande empedrado circular e de secção côncava até pequenas “fossas” com cerca de 40cm de profundidade e paredes revestidas a argila.



Figura 2. Estruturas de combustão L8.8 e L8.9

Estruturas semelhantes foram identificadas em contextos do Neolítico antigo na região (GONÇALVES, 2003, SANTOS E CARVALHO, no prelo) e costa alentejana (SILVA E SOARES, 1981), porém, a Lajinha 8 apresenta um carácter excepcional pela diversidade de estruturas registadas e pela riqueza de dados obtidos numa área de intervenção alargada.

Associado a estas estruturas habitacionais surge um extenso conjunto material composto maioritariamente por indústria lítica e componente cerâmica. A presença de elementos faunísticos é puramente residual. Na indústria lítica, marcada pela utilização de rochas meta-sedimentares locais, salientam-se os núcleos prismáticos e paralelipíédicos bem como a forte presença de geométricos (sobretudo trapézios) entre a utensilagem. No conjunto cerâmico dominam os recipientes abertos, de formas simples derivadas da esfera, sendo relativamente pouco frequentes os fragmentos decorados. As decorações impressas registadas apresentam paralelos com jazidas do referido período. As impressões rectangulares/quadrangulares dispostas em fiadas surgem também na Valada do Mato (DINIS, 2007) e em Salema (SILVA E SOARES, 1981). Em ambas as jazidas a decoração incisa é também abundante, sendo que na Valada do Mato, geograficamente próxima da Lajinha 8, as incisões surgem com frequência, à semelhança da jazida aqui apresentada, dispostas de forma horizontal, paralelas ao bordo. Salienta-se a presença de um recipiente intacto atestando mais uma vez o elevado grau de preservação da jazida (Figura 3 e 4).



Figura 3. Recipiente intacto identificado junto da estrutura L8.2; e Bordo com decoração impressa



Figura 4. Núcleos prismáticos em matérias-primas meta-sedimentares locais; e Trapézios recolhidos na jazida.

A ocupação humana registada no sítio arqueológico Lajinha 8 integra-se no Neolítico antigo encontrando paralelos noutros contextos da região. A jazida, pela densidade da ocupação e evidências de cariz perene registadas pode ter assumido um papel importante na estratégia de ocupação do território em questão.

REFERÊNCIAS

- DINIZ, M. (2007) *O sítio da Valada do Mato (Évora): aspectos da neolitização do Interior/Sul de Portugal*, Trabalhos de Arqueologia, **48**, Instituto Português de Arqueologia, Lisboa.
- GONÇALVES, V. S. (2003) Comer em Reguengos, no Neolítico. As estruturas de combustão da Área 3 de Xarez 12, *Muitas antas, pouca gente: origens, espaços e contextos do megalitismo. Actas do II Colóquio Internacional sobre Megalitismo*, Trabalhos de Arqueologia, **25**, pp 81-99.
- SANTOS, Filipe; CARVALHO, Pedro Sobral (prelo) O sítio Neolítico da Defesa de Cima 2 [Torre de Coelheiros, Évora]. Primeiros resultados, *Actas do III Encontro de Arqueologia do Sudoeste Peninsular*, 26, 27 e 28 de Outubro de 2006, Aljustrel.
- SILVA, C. T.; SOARES, J. (1981) *Pré-história da área de Sines. Trabalhos arqueológicos de 1972-77*, Gabinete área de Sines, Lisboa.

CULTURE-ENVIRONMENT INTERACTION AND HUMAN MOBILITY IN THE LATE QUATERNARY: THE WESTERN MEDITERRANEAN – BRIDGE OR BARRIER?

M. Kehl¹, M. Bradtmöller², J. Linstädter³, K. Reicherter⁴, A. Vött¹, G.-Chr. Weniger^{2,3}

¹ University of Cologne, Institute of Geography, Albertus-Magnus-Platz, 50923 Cologne, Germany; kehlm@uni-koeln.de; andreas.voett@uni-koeln.de

² Neanderthal Museum, Talstr. 300, 40822 Mettmann, Germany; bradtmöller@neanderthal.de; weniger@neanderthal.de

³ University of Cologne, Institute of Prehistoric Archaeology, Albertus-Magnus-Platz, 50923 Cologne, Germany; joerg.linstaedter@uni-koeln.de

⁴ RWTH Aachen University, Neotectonics and Natural Hazards, Lochnerstr. 4-20, 52056 Aachen; Germany; k.reicherter@nug.rwth-aachen.de

ABSTRACT

In the frame of the new Cooperative Research Center (CRC) “Our Way to Europe – Culture-Environment Interaction and Human Mobility in the Late Quaternary” two projects deal with cultural changes in relation to environmental and climatic forcing on the Iberian Peninsula and in Northern Africa. Our interdisciplinary working group will conduct an array of archaeological and geoscientific analyses at selected archaeological sites and adjacent terrestrial geo-archives. These archives include cave sediments, polje fillings, and speleothems. The poster will present the aims, methods and investigation sites of the two projects, which start on July 1st of 2009.

INTRODUCTION

The CRC focuses on the dispersal of *Homo sapiens sapiens* on his way from East Africa towards Central Europe. The main objectives are to identify factors and processes of dispersal within two trajectories along the eastern and western coasts of the Mediterranean Sea. The CRC will run over a period of maximum twelve years, divided into three phases. In each phase, a combination of geoscientific and archaeological methods will be applied in different regional and methodological research clusters.

RESEARCH CLUSTER C “WESTERN MEDITERRANEAN – BRIDGE OR BARRIER?”

The research goals of this cluster are to work out the archaeological pattern of land use in terms of mobility, subsistence and interregional contacts in Northern Africa and on the Iberian Peninsula. In particular, the group will investigate the correlations of cultural history and population shifts with environmental change in the area (e.g., CORTÉS 2005; SÁNCHEZ-GOÑI & D’ERRICO 2005; ZILHÃO 2006).

In the first phase (2009 to 2013), the C cluster will focus on two time periods, both of which were major events in the early history of Europe:

(1) the colonisation of Europe by anatomically modern humans and the extinction of the Neanderthals (transition from the Middle to the Upper Palaeolithic, 45-25 ka), and

(2) the Mesolithic Neolithic transition, and notably the introduction of food production.

Archives to be investigated are archaeological sites (new excavations and re-examinations) covering the entire cultural inventory: pottery, lithics, faunal and botanical remains, and lithostratigraphic cave sediment sequences. Furthermore, environmental archives will be analysed by modern sedimentological, geochemical and geophysical methods using multi-proxy approaches. Local chronostratigraphies will be established backed up by radiocarbon and luminescence methods. The palaeoenvironmental and chronological data will be combined to yield more reliable reconstructions of environmental history in the area of interest.

The time periods mentioned above will be studied in two research projects described below.

PROJECT C1: CONTINUITY OR DISCONTINUITY? PATTERNS OF LAND USE AND CLIMATIC CHANGES IN THE LATE PLEISTOCENE OF THE IBERIAN PENINSULA.

The present state of research argues for the earliest immigration of Iberia by modern humans not from Africa via the Strait of Gibraltar, but from central Europe. Thus, Iberia appears as a late refuge for Neanderthals (e.g., ZILHÃO, 2000; FINLAYSON *et al.*, 2006). However, age control for the extinction of Neanderthals and the colonisation of anatomically modern humans is not unequivocal (cf. MAROTO *et al.*, 2005). The project will test cultural patterning of late Neanderthals and modern humans (e.g., VEGA, 1999; CORTÉS, 2005; ZILHÃO, 2000, 2006) in their environmental setting based on new stratigraphical data. Background for the study is the outstanding archaeological record of this period of the Iberian Peninsula. The Iberian situation will be compared to the evidence from North Africa as well as from the northern foothills of the Pyrenees.

PROJECT C2: EARLY HOLOCENE CONTACTS BETWEEN AFRICA AND EUROPE AND THEIR PALAEOENVIRONMENTAL CONTEXT

The project focuses on human contacts between Africa and Europe in the Western Mediterranean, which are assumed for the Lower Pleistocene (KOZLOWSKI, 2004) but under debate for the Upper Pleistocene (STRAUSS, 2001). A period of intensive communication and mobility is the early Holocene (e.g., CAMALICH *et al.*, 2004; ZAPATA *et al.*, 2004; VAN WILLIGEN, 2006). The project deals with the Epipalaeolithic-Neolithic-Transition, intercontinental networks and the impact of African developments on the process of Neolithisation in Southwest Europe (MANEN *et al.*, 2007). Special attention is dedicated to the role of environmental and climate change (DEMENOCAL *et al.*, 2000; CACHO *et al.*, 2001; ZIELHOFER & LINSTÄDTER, 2008) within this process.

REFERENCES

- CACHO, I., GRIMALT, J.O., CANALS, M., SBAFFI, L., SHACKLETON, N.J., SCHÖNFELD, J. & R. ZAHN (2001): Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with northern hemisphere climatic changes. *Paleooceanography* **16**: 40-52.
- CAMALICH, M.D., MARTIN-SOCAS, D., GONZALEZ, P., GONI, A. & A. Rodriguez (2004): The Neolithic in Almeria. *Documenta Praehistorica* **31**: 183-197.
- CORTÉS M. (2005): El extremo occidente neandertal. El Paleolítico Medio en el Sur de la Península Ibérica. In: Museo de Altamira (ed.), *Monografías* **20**: 55-74.
- DEMENOCAL, P., ORTIZ, J., GUILDERSON, T., ADKINS, J., SARNTHEIN, M., BAKER, L. & M. YARUSINSKY (2000): Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews* **19**: 347-361.
- FINLAYSON, C., GILES PACHECO, F., RODRÍGUEZ-VIDAL, J., FA, D.A., GUTIERREZ LÓPEZ, J.M., SANTIAGO PÉREZ, A., FINLAYSON, G., ALLUE, E., PREYSLER, J.B., CÁCERES, I., CARRIÓN, J.S., FERNÁNDEZ JALVO, Y., GLEED-OWEN, C.P., JIMENEZ ESPEJO, F.J., LÓPEZ, P., LÓPEZ SÁEZ, J.A., RIQUELME CANTAL, J.A., SÁNCHEZ MARCO, A., GILES GUZMAN, F., BROWN, K., FUENTES, N., VALARINO, C.A., VILLALPANDO, A., STRINGER, C.B., MARTINEZ RUIZ, F. & T. SAKAMOTO (2006): Late survival of Neanderthals at the southernmost extreme of Europe. *Nature* **443**: 850-853.
- KOZLOWSKI, J., OTT, M. & A. BOUZZOUGAR (2004): Étude des ensembles lithique Atériens de la Grotte d'el Aliya à Tanger (Maroc). In: Ott, M. et al. (eds.) *La Préhistoire de Tanger (Maroc)*, Liege: 49-82.
- MANEN, C., MARCHAND, G. & A. F. Carvalho (2007): Le Néolithique ancien de la péninsule Ibérique: vers une nouvelle évaluation du mirage africain? Actes du XXVI^e congrès préhistorique de France-Avignon 2004: 133-151.
- MAROTO, J., VAQUERO, M., ARRIZABALAGA, A., BAENA, J., CARRION, E., JORDA, J.F., MARTINON, M., MENENDEZ, M. & R. Y. ROSELL (2005): Problemática cronológica del final del Paleolítico Medio en el Norte Peninsular. In: Museo de Altamira (ed.), *Monografías* **20**: 101-114.
- SANCHEZ- GOÑI, M.F. & F. D'ERRICO (2005): La historia de la vegetación y el clima del último ciclo climático (OIS5-OIS1, 140.000-10.000 años BP) en la Península Ibérica y su posible impacto sobre los grupos paleolíticos. In: Museo de Altamira (ed.), *Monografías* **20**: 115-129.
- STRAUSS, L. G. (2001): Africa and Iberia in the Pleistocene. *Quaternary International* **75**: 91-102.

- VEGA, L. G., RAPOSO, L. & M. SANTONJA (1999): Environments and settlement in the Middle Palaeolithic of the Iberian Peninsula. In: W. Roebroeks & C. Gamble (eds), *The Middle Palaeolithic Occupation of Europe*: 23-48.
- WILLIGEN VAN, S. (2006): Die Neolithisierung im nordwestlichen Mittelmeerraum. *Iberia Archaeologica* 7.
- ZAPATA, L., PENA-CHOCARRO, L., PÉREZ-JORDÁ, G. & H.-P. STIKA (2004): Early Neolithic agriculture in the Iberian Peninsula. *Journal of World Prehistory* **18**(4): 283-325.
- ZIELHOFER, C. & J. LINSTÄDTER (2006): Short-term mid-Holocene climatic deterioration in the West Mediterranean region - climatic impact on Neolithic settlement pattern. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* **142**: 1-17.
- ZILHÃO, J. (2000): The Ebro frontier. A model for the late extinction of Iberian neandertals. In C.B. Stringer, Barton, R.N.E. & J.C. Finlayson (eds), *Neanderthals on the Edge*: 111-121.
- ZILHÃO, J. (2006): Chronostratigraphy of the Middle-to-Upper Paleolithic Transition in the Iberian Peninsula. *Pyrenae* **37**: 17-84.



VII Reunião do Quaternário Ibérico, Faro 2009

LISTA DE AUTORES

LISTA DE AUTORES



VII Reunião do Quaternário Ibérico, Faro 2009

- A. Alarcón 219
A. Aranburu (*arantza.aranburu@ehu.es*) 163
A. B. Joaquinito (*anabela.joaquinito@api.pt*) **193**
A. Belmonte 255
A. Berreteaga 163
A. C. Orrios (*ana.constante@ipe.csic.es*) 250
A. Cabero (*acabero@mncn.csic.es*) 92
A. Carrancho 219
A. Cruces (*a.cruces@fc.ul.pt*) **138**
A. de Lombera (*alombera@prehistoria.urv.cat*) 210
A. Delgado-Huertas 244
A. Gomes 83
A. Grandal-d'Anglade 210
A. I. Gomes (*aisgomes@ualg.pt*) 277
A. I. Ortega (*paleonto@ubu.es*) 206
A. M García-Blázquez (*amgb78@usal.es*) 92
A. M. M. Soares (*amsoares@itn.pt*) 272
A. Moreno (*amoreno@ipe.csic.es*) **41**, 244, 255
A. P. Díaz (*ana.polo@ehu.es*) **168**
A. Pantoja 163
A. Pérez-Sanz (*anaperez@ipe.csic.es*) 244, 255
A. Rosas (*arosas@mncn.csic.es*) 259
A. Veldkamp 63
A. Vött (*andreas.voett@uni-koeln.de*) 307
A. Yébenes (*alfonso.yebenes@ua.es*) 92
B. B. Ellwood 79
B. Ghaleb 92
B. L. Valero-Garcés 41
B. S. Hockett 190
B. Valero-Garcés (*blas@ipe.csic.es*) 68, 244, 255
C. Andrade (*candraide@fc.ul.pt*) 22, 138
C. Arteaga 219
C. Borja (*cesarborja@us.es*) 54
C. Gama (*cgama@uevora.pt*) **97**
C. Gómez **185**
C. Gonçalves (*ceelin@hotmail.com*) **187**
C. Hillaire-Marcel (*chm@uqam.ca*) **11**, 92
C. J. Dabrio (*dabrio@geo.ucm.es*) **92**
C. L. Funk 79, 190
C. Loureiro 277
C. Mendonça 171
C. Sancho-Marcén 255
C. Veiga-Pires (*cvpires@ualg.pt*) 46, 50
C. Zazo (*mcnzc65@mncn.csic.es*) **25**, 92, 219, 259
D. Ariztegui 244
D. M. R. Sampath (*rmudiyanselage@ualg.pt*) **277**
D. Moura (*dmoura@ualg.pt*) **46**, 50
D. Pereira 83

- E. Ito (eito@umn.edu) 41*
F. Anselmetti 244
F. Borja (fborja@uhu.es) 54, 92
F. Burjachs 151
F. Carvalho (filipeferreira@ub.edu) 128, 151
F. Diniz (fdiniz@fc.ul.pt) 141
F. J. González-Vila 156
F. Martins (fmartins@ualg.pt) 291
F. Moreno 231
F. Pérez-Valera 231
F. Regala 171
F. Rosa 106
F. Ruiz (ruizmu@uhu.es) 231, 267, 272
F. Tapias 219
G.-Chr. Weniger (weniger@neanderthal.de) 307
H. Gomes (hugo.hugomes@gmail.com) 215
H. Stoll (hstoll@geol.uniovi.es) 41
I. Cacho (icacho@ub.es) 41
I. G. Amado (inmaguer@us.es) 175
I. M.M.M. Clemente (iarammc@hotmail.com) 101, 112, 117
I. Mendes (imendes@ualg.pt) 106
I. Rus 219
J. A. Dias 17, 106
J. A. González-Delgado 92
J. A. González-Pérez 156
J. A. Haws (jonathan.haws@louisville.edu) 79, 190
J. A. López-Saez (alopez@ih.csic.es) 185
J. Baena (javier.baena@uam.es) 259
J. Brilha 83
J. C. Peña 151
J. Cabral (jcabral@fc.ul.pt) 59, 240
J. Carrondo (joanacarrondo@hotmail.com) 215
J. Cascalheira 171
J. D. Luján (grupquaternari@hotmail.com) 196, 201
J. F. Eraso 168
J. Fernández-Irigoyen (javier.fernandezirigoyen@asturias.es) 299
J. Gibaja 171
J. Gomes (ciaar@portugalmail.pt) 215
J. I. Santisteban (juancho@geo.ucm.es) 146
J. J. Villalaín 219
J. L. Arsuaga (jarsuaga@isciii.es) 163, 181, 206
J. L. Goy (joselgoy@usal.es) 92, 219
J. L. P. Monné (jlpena@unizar.es) 250
J. Lario (javier.lario@ccia.uned.es) 92, 259
J. Linstädter (joerg.linstaedter@uni-koeln.de) 307
J. M. Daniels 79, 190
J. M. Fullola 236
J. M. Schoorl 63

- J. Mariano* 46
J. Marreiros 171
J. Martín-Chivelet (*j.m.chivelet@geo.ucm.es*) 206
J. Mediato 231
J. Morín 219
J. P. Tereso (*jptereso@gmail.com*) **224**
J. R. Vidal Romani 63
J. Rodríguez-Vidal (*jrvidal@uhu.es*) 231, 267, **272**
J. Schönfeld 106
J. van der Made (*mcnjv538@mncn.csic.es*) 259
J. Viegas 50
J. W. A. Castro (*jwacastro@gmail.com*) **90**
K. Reicherter (*k.reicherter@nug.rwth-aachen.de*) 307
K. Suguio 90
L. Albardeiro (*lalbarde@uevora.pt*) 97
L. Clemente 156
L. G. Mentzingen (*le_mentzingen@yahoo.com.br*) 101, 112, 117
L. L. M. Laut (*lazarolaut@hotmail.com*) **101**, 112, 117
L. M. Cáceres (*mcaceres@uhu.es*) 231, 267, 272
L. Oosterbeek (*loost@ipt.pt*) 215
L. Póvoas (*lipovoas@fc.ul.pt*) 141
L. Rodríguez-Rodríguez (*laurarr@geol.uniovi.es*) **68**
L. Schulte (*schulte@ub.edu*) 123, 128, **151**
M. A. Araújo 83
M. A. C. Rodrigues (*tutuca@gmail.com*) 101, 112, **117**
M. A. Galindo-Pellicena (*mgalindo@isciii.es*) **181**
M. Abad (*manuel.abad@dgyp.uhu.es*) **231**, **267**, 272
M. Algaba 163
M. B Ruiz (*blanca.ruiz@uah.es*) 146, 185
M. B. Muñoz-García (*mbmunoz@geo.ucm.es*) **206**
M. Baró (*matabaro@ub.edu*) **123**, 151
M. Bradtmöller 307
M. C. de Souza 73
M. C. Freitas (*cfreitas@fc.ul.pt*) **22**, 138
M. Cortés 171
M. Évora 171
M. F. Araújo (*faraajo@itn.pt*) 138
M. I. Carretero (*carre@us.es*) 267, 272
M. J. G. García (*mjose.gil@uah.es*) 146
M. J. Sacadura (*mjcarvalho@ualg.pt*) **285**
M. J. Turrero (*mj.turrero@ciemat.es*) 206
M. Jeraj 190
M. Jiménez-Sánchez (*mjimenez@geol.uniovi.es*) 41, 68
M. Joubert 231
M. Kehl (*kehlm@uni-koeln.de*) **307**
M. L. González-Regalado (*montero@uhu.es*) 267
M. López (*mariolopez@audema.com*) 219
M. M. Benedetti (*benedettim@uncw.edu*) **79**, 190

- M. M. Bergadà (bergada@ub.edu) 236*
M. Morellón (mariomm@ipe.csic.es) 244, 255
M. P. Pinheiro (marianap_pinheiro@yahoo.com.br) 101, 112, 117
M. Pozo (manuel.pozo@uam.es) 267, 272
M. Rico 68, 244, 255
M. S. Borràs (grupquaternari@hotmail.com) 196, 201
M. Schnellmann 244
M. T. Alberdi 219
M.J. Domínguez-Cuesta 68
M.J. Gil 185
M^a. T. N. Sala (nsala@isciii.es) 163
N. Bicho (nbicho@ualg.pt) 31, 79, 171, 190
N. García 163
Ó. Ferreira (oferreir@ualg.pt) 106
O. Romero 244
P. A. Hesp 79
P. Baptista 97
P. Corella 244, 255
P. Cura 215
P. G. Silva (pgsilva@usal.es) 92, 219, 259
P. González-Sampériz (pgonzal@ipe.csic.es) 244, 255
P. L. Silva (pisilva@ualg.pt) 291
P. M. Figueiredo (pmfigueiredo@fc.ul.pt) 240
P. Mata 244
P. Rosina (rosina@ipt.pt) 215
R. B. Escudero (baena@us.es) 175
R. Carvalhido (carvalhido@dct.uminho.pt) 83
R. Dias (ruben.dias@ineti.pt) 59
R. Fábregas (ramon.fabregas@usc.es) 210
R. Gaspar (ritantunesgaspar@gmail.com) 304
R. González-Vázquez (rgonzalez@irnase.csic.es) 156
R. J. Angulo 73
R. Julià 151
R. L. Edwards (edwar001@umn.edu) 41
R. Mediavilla (r.mediavilla@igme.es) 146
R. Ressurreição (ricardo.ressurreição@ineti.pt) 59
S. Cura (saracura@portugalmail.pt) 215
S. E. Connor (sconnor@ualg.pt) 133
S. Gabriel (smgabriel@ualg.pt) 50, 291
S. L. Forman 79
S. P. Dias (silviadp@uerj.com) 117
T. A. Minckley 79
T. Aubry 236
T. Bardají (teresa.bardaji@uah.es) 92, 259
T. Boski (tboski@ualg.pt) 46, 73, 133, 156, 277, 285
T. Ferreira (tmferreira@fc.ul.pt) 138
T. K. Rockwell 240
T. Lazuén (talialazuen@hotmail.com) 210

- T. Manne* 171
T. Pereira 171
T. Vegas-Vilarrúbia 244
W. Viveen (wim.viveen@wur.nl) **63**
X. Mangado 236
X. P. Rodríguez (josepedro.rodriguez@urv.cat) **210**



ISBN: 978 - 989 - 95636 - 4 - 3