Resúmenes del curso

CUATERNARIO, CAMBIO CLIMATICO Y PELIGROS NATURALES ASOCIADOS

PRIMER CURSO AEQUA SOBRE CUATERNARIO

Cursos de Verano de la Universidad de Salamanca

Escuela Politécnica Superior de Ávila. 18, 19 y 20 de Junio 2007

Curso enmarcado dentro de las actividades educativas y divulgativas del Año Internacional del Planeta Tierra (UNESCO) 2007-2009.

ORGANIZACIÓN

Universidad de Salamanca y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario

Coordinación y Edición:
Pablo G. Silva (Universidad de Salamanca)
Teresa Bardají. (Universidad de Alcalá)
Javier Lario (UNED)

Escuela Politécnica Superior de Ávila. Universidad de Salamanca.
C/ Hornos Caleros, 50. 05003-Ávila

Programa: PRIMER CURSO AEQUA SOBRE CUATERNARIO CAMBIO CLIMATICO Y PELIGROS NATURALES ASOCIADOS

PRESENTACIÓN e INTRODUCCIÓN	**Pablo G. Silva** *(Coordinador USAL) y* **Teresa Bardají** *(Coordinador AEQUA)*

BLOQUE I: EL PERIODO CUATERNARIO, ESTRATIGRAFÍA, PALEONTOLOGÍA y ARQUEOLOGÍA

1. El Cuaternario. Cronología y Registros. Métodos de Estudio	**Teresa Bardají.** *Universidad Alcalá (Madrid).*
2. Arqueología y Prehistoria	**Javier Baena Preysler.** *Universidad Autónoma de Madrid (Madrid)*
3. Paleontología del Cuaternario: Macrofauna de vertebrados continentales	**Enrique Soto.** *Museo Nac. Ciencias Naturales, CSIC (Madrid)*
4. Paleontología del Cuaternario: Microfauna de vertebrados continentales	**Carmen Sesé.** *Museo Nac. Ciencias Naturales, CSIC (Madrid).*
5. Evolución Humana	**Antonio Rosas**. *Museo Nac. Ciencias Naturales, CSIC (Madrid).*
6. Geoarqueología	**Jesús Jordá,** *Universidad Nacional Educación a Distancia (UNED)*
7. Cartografía Geológica y Geomorfológica del Cuaternario	**Ángel Martín Serrano.**, *Instituto Geológico y Minero de España, IGME (Madrid)*

BLOQUE II.: CAMBIO CLIMÁTICO DURANTE EL CUATERNARIO: REGISTRO, MÉTODOS y APLICACIONES

8. Evolución de valles fluviales en la Península Ibérica y su correlación con los cambios climáticos cuaternarios	**Pablo G. Silva.** *Universidad de Salamanca.*
9. Suelos y paleosuelos como indicadores paleoambientales	**Elvira Roquero.** *Universidad Politécnica de Madrid (Madrid)*
10. El registro del cambio climático en secuencias polínicas	**Blanca Ruiz Zapata.** *Universidad Alcalá de Henares (Madrid).*
11. El registro del cambio climático en secuencias kársticas	**Juan Vázquez Navarro.** *Instituto Geológico y Minero de España, IGME (Madrid)*
12. Registro del cambio climático en cuencas marinas: micro y macropaloentología	**Juan Usera,** *Universidad de Valencia.*
13. El registro del cambio climático en sistemas de montaña: Glaciarismo en la Península Ibérica	**Carlos Martí Bono.** *Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC (Zaragoza).*
14. El registro del cambio climático en secuencias lacustres	**Ana Moreno Caballud.** *Limnological Research Center, University of Minnesota (USA)*
15. Criterios geomorfológicos en la investigación geológica del Cuaternario	**Joaquín Rodríguez Vidal.** *Universidad de Huelva (Huelva).*

BLOQUE III.: PELIGROSIDAD DE LOS FENOMENOS NATURALES Y SU REGISTRO DURANTE EL CUATERNARIO

16. Inundaciones y Paleoinundaciones en el registro geológico reciente	**Gerardo de Benito.** *I Centro de Ciencias Medioambientales, CSIC (Madrid).*
17. Tsunamis y su peligrosidad en las costas peninsulares	**Javier Lario Gómez.** *Universidad Nacional de Educación a Distancia, UNED (Madrid).*
18. Vulcanismo Cuaternario en Las Islas Canarias	**Francisco Pérez-Torrado.** *Universidad de Las Palmas de Gran Canaria (Canarias)*
19. Neotectónica y Actividad de fallas en la Península Ibérica	**José Luis Goy Goy**. *Universidad de Salamanca*
20. Paleosismología: Terremotos, Paleoterremotos y peligrosidad sísmica en España	**Miguel Ángel Rodríguez-Pascua.** *Universidad San Pablo-CEU (Madrid)*
21. Cambios del nivel del mar y registro en las costas peninsulares e insulares españolas	**Cari Zazo,** *Museo Nac. Ciencias Naturales, CSIC (Madrid).*
22. Año Internacional del Planeta Tierra 2008 (2007-2009) UNESCO	***Alfonso Meléndez Hevia.*** *Universidad de Zaragoza (Zaragoza).*

BLOQUE TEMÁTICO I

EL PERIODO CUATERNARIO, ESTRATIGRAFÍA, PALEONTOLOGÍA y ARQUEOLOGÍA

PRIMER CURSO AEQUA SOBRE CUATERNARIO

Lunes, 18 de junio de 2007

1. El Cuaternario. Cronología y Registros. Métodos de Estudio	***Teresa Bardají Azcarate.*** *Universidad Alcalá (Madrid).*
2. Arqueología y Prehistoria	***Javier Baena Preysler.*** *Universidad Autónoma de Madrid (Madrid)*
3. Paleontología del Cuaternario: Macrofauna de vertebrados continentales	***Enrique Soto Rodríguez.*** *Museo Nac. Ciencias Naturales, CSIC (Madrid)*
4. Paleontología del Cuaternario: Microfauna de vertebrados continentales	***Carmen Sesé Benito.*** *Museo Nac. Ciencias Naturales, CSIC (Madrid).*
5. Evolución Humana	***Antonio RosasGonzález****. Museo Nac. Ciencias Naturales, CSIC (Madrid).*
6. Geoarqueología, teoría y práctica	***Jesús Jordá Prado,*** *Universidad Nacional Educación a Distancia (UNED)*
7. Cartografía Geológica y Geomorfológica del Cuaternario	***Ángel Martín Serrano.****, Instituto Geológico y Minero de España, IGME (Madrid)*

TEMA 1.El Cuaternario. Cronología y Registros. Métodos de Estudio.

Teresa Bardají. *Universidad Alcalá (Madrid).*

EL CUATERNARIO: SUBDIVISIONES Y LÍMITES.

Desde que en el s.XVIII se comenzase a utilizar la palabra Cuaternario para designar al más reciente período de la Historia del a Tierra como parte de una clasificación que incluía las eras Primaria, Secundaria y Terciaria, son muchas las definiciones y aplicaciones que se han venido utilizando para designar a estos materiales. Cuaternario y Pleistoceno, Neógeno y Pleistoceno, Cuaternario y Neógeno, son todos ellos términos que en algún momento de la historia han presentado grandes controversias.

El Cuaternario representa el período geológico más reciente de la Historia de la Tierra, que comienza cuando se desarrolla por primera vez, de una fomra continuada, el casquete polar del Hemisferio Norte. Este período está caracterizado además, entre otros muchos rasgos, por una marcada alternancia de períodos glaciares e interglaciares y por la evolución del género homo. Se va a caracterizar, por lo tanto por unos métodos de estudio muy característicos, diferentes de los empleados en el estudio de períodos geológicos previos.

Primeras definiciones

Desnoyers (1829) utilizó este término para describir unos depósitos más recientes que los considerados terciarios en la Cuenca del Sena.
Bronn (1938), aplicó los términos Mioceno y Plioceno, como unidades biocronológicas, para designar a toda la fauna marina post-eocena de la Cuenca de Viena, lo que incluía fauna considerada hoy en día pleistocena.
Lyell (1839) introdujo el término Pleistoceno para definir materiales post-Pliocenos, y le dio a los términos Mioceno y Plioceno un sentido similar al actual.
Hörnes (1953), acuñó el término Neógeno pero basado en las definiciones de Mioceno y Plioceno establecidas por Bronn, es decir que incluía fauna pleistocena.
Gignoux (1913) aplicó el término Neógeno, pero siguiendo las definiciones de Lyell, es decir dio por hecho que el Neógeno excluía al Pleistoceno.

Durante el **18 Congreso Geológico Internacional** (Londres, 1948), se hicieron una serie de recomendaciones para la definición del Límite Plioceno – Pleistoceno. Debía registrar cambios faunísticos que evidenciasen el deterioro climático en el Mediterráneo. Debía estar representado en una secuencia amrina de Italia, donde el levantamiento tectónico favorece la exposición de amplias secuencias sedimentarias. Además debía considerarse el Calabriense como base del Pleistocneo inferior, siendo el Villafranquiense su equivalente continental.
A lo largo de la segunda mitad del s.XX se crearon diferentes comisiones y Grupos de trabajo para la definición del límite Plioceno – Pleistoceno. Todo ello culminó con la selección de la Sección de Vrica como GSSP (*Global Stratotyope Section and Point*) del Límite Plio-Pleistoceno (Aguirre y Passini, 1985) ratificado por la *International Commission on Stratigraphy* (ICS) así como por la *International Union of Geological Sciences* (IUGS)

Desde la última década del s.XX se ha abierto un amplio debate acerca de la entidad del Cuaternario dentro de la Escala Cronoestratigráfica Global, lo que ha generado divergencias de opinión entre la ICS, partidaria de suprimir el término “Cuaternario” y extender el Neógeno hasta la actualidad, y la *International Union for Quaternary Research* (INQUA) y la *Subcommission on Quaternary Stratigraphy* (SQS), partidarios no solo de mantener el status actual del Cuaternario, sino de extender su inicio a la base del Gelasiense (GSSP definido por Rio et al., 1994, y ratificado por la IUGS en 1996).

La última propuesta (Abril, 2007) por parte de INQUA y la SQS presentada ante la IUGS, es la siguiente:

- Que el Cuaternario sea definido como el Sistema (Período) más reciente del Cenozoico
- Que su base coincida con la base del Gelasiense, es decir con el MIS 103 de edad ~2,6 M.a.
- Que la base del Pleistoceno, se rebaje hasta coincidir con la base del Gelasiense
- Que la sección de Vrica se redefina como GSSP de la base del Calabriense, que pasaría a ser el segundo piso del Cuaternario por encima del Gelasiense.

Esta propuesta será la que se envíe a la ICS para su discusión y posterior ratificación por parte de la IUGS. Para el año 2008, coincidiendo con el 33 Congreso Geológico Internacional (Oslo, Noruega) deben estar definidos todos los GSSP de la Escala Cronoestratigráfica.

Propuestas de GSSPs del Cuaternario

- Base del Holoceno: 11.784 a; Primeros indicios de calentamiento (North GRIP Ice Core). Final del Younger Dryas. Desviación en el exceso de Deuterio, seguido de cambios en $\delta^{18}O$, concentración de polvo y cambio en el espesor de las capas anuales. GSSP anticipado en 2005
- Base del Pleistoceno Superior: 126.000 a; base del Eeemiense (base del MIS 5e). Amsterdam-Terminal borehole (63.5 m prof.; 52°22'45"N; 4°54'52"E). GSSP anticipado en 2006
- Base del Pleistoceno Medio: 781.000 a; Inversión magnética Brunhes-Matuyama. Secciones propuestas en Italia (Montalbano Jorica o Valle di Manche) y Japón (Chiba). GSSP anticipado en 2007.

CRONOLOGÍA DEL CUATERNARIO: MÉTODOS DE DATACION

Clasificación según el Tipo de Método

1. Métodos siderales. Fechas de calendario o contaje anual: Dendrocronología; Esclerocronología; Varvas glaciares.

2. Métodos isotópicos. Cambios en la composición isotópica, debido a fraccionamiento/desintegración isotópica: ^{14}C; Series de U; $^{39}Ar/^{40}Ar$; K/Ar; Isótopos cosmogénicos.

3. Métodos radiogénicos. Miden los efectos acumulativos de la desintegración radioactiva: Fission Track; Termoluminiscencia; OSL.

4. Métodos químicos y biológicos. Miden los resultados de procesos químicos y/o biológicos dependientes del tiempo: Racemización de aminoácidos; Hidratación de la obsidiana; Liquenometría.

5. Métodos geomorfológicos. Miden los resultados acumulativos en el paisaje de procesos físicos, químicos y biológicos interrelacionados: Desarrollo de suelos; Alteración mineral; Desarrollo de barniz; Posición geomorfológico.

6. Métodos de correlación. Establecen equivalentes cronológicos en función de propiedades relacionadas con el tiempo: Paleomagnetismo; Tefrocronología; Paleontología; Isótopos estables.

Clasificación según el Tipo de Resultado

1. **Edad numérica.** Dan estimaciones cuantitativas de edad.

2. **Edad calibrada**. Edades numéricas aproximadas. Necesitan calibración con otro método

3. **Edad Relativa.** Secuencia cronológica.

4. **Edad Correlacionada.** Edades por equivalencias con otros depósitos o eventos datados

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aguirre y Pasini 85. The Pliocene - Pleistocene Boundary. Episodes, 8/2, 116 - 120

Bardají, T.; Zazo, C., Goy, J.L (2004). El Límite Plioceno – Pleistoceno. Miscelánea en Homenaje a Emiliano Aguirre, vol. I: Geología, 21-31

Clague, J. and the INQUA Executive Committee (2006). Quaternary Perspectives 154-155, 189-169

Gradstein, F.M.; Ogg, J.G., Smith, A.G. (Eds.)(2004). "A Geologic Time Scale, ICS Publication

Haug, G.H. & Tiedemann, R. (1998). Effect of the formation of the isthmus of Panama on Atlantic Ocean Thermohaline circulation, Nature 393, 673676.

Haug, G.H., Ganopolski, A., Sigman, D.M., Rosell-Mele, A., Swann, G., Tiedemann, R., Jaccard, S.L., Bollmann, J., Maslin, M.A., Leng, M.J., Eglinton, G. (2005). North Pacific seasonality and the glaciation of North America 2.7 million years ago. Nature 433, 821-825.

Maslin, M.A., Li, X.S., Loutre, M.F., Berger, A. (1998). The contribution of orbital forcing to the progressive intensification of Northern Hemisphere Glaciation. Quaternary Science Reviews, 17, 411-426.

Noller, J.S., Sowers, J., Lettis, W. (Eds) Quaternary Geochornology: Methods and Applications. AGU Ref. Shelf 4.

Partridge, T. (1997). Reassessment of the position of the Plio-Pleistocnee boundary: Is there a case for lowering it to the Gauss – Matuyama magnetic reversal? Quaternary International, 40, 5-10.

Rio, D., Sprovieri, R., Castradiori, D., Di Stefano, E. (1998). The Gelasian Stage (Upper Pliocene): A new unit of the Global Standard Chronostratigraphic Scale". Episodes, 21/2, 82-87.

Ruddiman, W.F. (2000). Earth's Climate: Past and Future. W.H. Freeman and Co.

Webs de interés.

AEQUA: http://tiedrra.rediris.es/aequa

INQUA: http://www.inqua.tcd.ie

ICS: http://www.stratigraphy.org/

SQS: http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/

http://geology.cr.usgs.gov/capabilities/gronemtrac/geochron/geochron.html

http://www.mnsu.edu/emuseum/archaeology/dating/

TEMA 2. Arqueología y Prehistoria

Javier Baena Preysler. *Universidad Autónoma de Madrid (Madrid)*

A modo de introducción y dado el título de la presentación se aportarán las nociones básicas sobre los dos conceptos que titulan la charla del curso: Concepto de Prehistoria y Arqueología.

Por Arqueología entendemos una disciplina de contenido claramente metodológico. Se trata de una vía de adquisición de información de tipo histórico, antropológico o geoarqueológico, esencial aunque no de exclusiva aplicación para aquellos momentos en los que carecemos de fuentes literarias.
Prehistoria, por el contrario, en una ciencia de carácter histórico (para algunos antropológica) que se nutre fundamentalmente de la Arqueología.

Igualmente durante la ponencia se realizará una revisión de los conceptos básicos que la actual denominación de conjuntos industriales emplea a la hora de clasificar el registro arqueológico. Esta revisión pondrá especial atención al registro pleistocénico, si bien ejemplos de momentos posteriores serán igualmente comentados. Las modalidades analizadas serán:

(1) Industrias de modo I u Olduvayense.

(2) El modo II o Achelense.

(3) El Modo III o Musteriense.

Diversificación en los modos de producción

(4) El modo III o Musteriense

(5) El modo IV: producción laminar Boker Tachtit, Etouteville...

Una segunda parte tratará de mostrar la realidad arqueológica desde los orígenes de la expresión cultural hasta momentos avanzados de la Prehistoria. Para ello se analizarán áreas y yacimientos tanto de África como de Europa. Las zonas son:

- *Hadar y Shungura (Etiopia), Nachukui (Kenya), Localalei 2C (Kenya)*
- El núcleo olduvayense: Olduvai (Tanzania), Isenya, Olorgesalie (Kenya). Nos detendremos en este caso en las evidencias tradicionalmente empleadas en la caracterización de los modos I y II a partir de recinetes trabajos de investigación (De la Torre, 2004).
- *Dmanisi (Georgia) y Anzykh (layers VIII-X)*
- Atapuerca: Sima del Elefante, Gran Dolina y Galería
- Cuenca Guadíx Baza (Granada):Barranco León y Fuente Nueva 3 (España)
- Bilzingsleben (Alemania)
- Isernia La Pineta (Italia), Vallonet (Francia), Terra Amata (Francia), Boxgrove Inglaterra),Cueva de L'Aragó (Francia),Lazaret (Francia),Schoningen (Alemania), etc.

En este punto, realizaremos algunas consideraciones, mediante ejemplos recientemente descubiertos, sobre la variabilidad del registro arqueológico para estas fases. Para ello emplearemos los casos de *Liang Bua*, como antítesis evolutiva o planteamientos de nuevas tesis acerca de la evolución humana, *Blombos Cave* (Sudáfrica). Factores como los recursos disponibles, la funcionalidad de los sitios, o la propia composición del grupo, entre otros son elementos a considerar a la hora de analizar la expresión material que nos llega a través de los yacimientos.

Otro punto de interés será la revisión de los principales yacimientos documentados en la región centro (Madrid) durante los últimos años, con el fin de hacer una puesta al día de los hallazgos más destacados producidos, estableciendo una clara relación entre crecimiento urbanístico y afección al Patrimonio Histórico. Los ejemplos examinados serán:

Áridos, Arriaga II, Perales y Soto e Hijos (Baena, 1992), Arriaga (Rus y Vega 1981, Rus y Enamorado 1991), La Gavia, Tafesa (I. Baquedano y J. Baena 2004), Valdocarros, (Panera y Rubio inédito) Redueña, (Rus et al. 2007), Estanque de Tormentas, arroyo Butarque, Pinilla del valle, Parque Darwin (Madrid) J.Baena y J.Morín, Yeseras (Vega y Blasco 2007)

Por último, se analizarán algunas de las propuestas de investigación que en el campo de la Prehistoria y la Arqueología comienzan a imponerse, especialmente en el ámbito temporal del Plesitoceno. Las principales son:

- *Nuevas propuestas de análisis del registro sedimentario y biológico que proporcionen información susceptible de ser interpretada:*
- *Estudios geoarqueológicos*
- *Estudios radiométricos (dataciones numéricas)*
- *Estudios paleoambientales (Tafonomía, fitolitos, antracología, carpología, residuos, etc.).*
- *Aplicación del concepto de cadena Operativa*
- *Aplicación de criterios analíticos al estudio del registro arqueológico:Tecnología experimental y traceología.*

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Baena Preysler, J. (1992): "Talleres paleolíticos en el curso final del río Manzanares" *Patrim. Arq. del Bajo Manzanares.* U.A.M.

Bosinski G., (1996): Les origines de l'homme en Europe et en Asie. Eds, Errance, pp.175Paris.

Cunliffe, B. (Ed) (1994): The Oxford Illustrated Prehsittory of Europe, Oxford University Press. (est en español también).

De la Torre, I., (2004): Estrategias tecnológicas en el Pleistoceno inferior de África oriental (Olduvai y Peninj, norte de Tanzania). Tesis doctoral inédita. Universidad Complutense de Madrid, 2004.

Gamble, C. (1999): *The Palaeolithic Societies of Europe*. Cambridge World Archaeology.

Huguet R., (2007): Primeras Ocupaciones humanas en la Península ibérica: Paleoeconomía en la Sierra de Atapuerca (Burgos) y la Cuenca de Guadix-Baza (Granada) durante el Pleistoceno Inferior. Tesis doctoral inédita, Universidad Rovira i Virgili, Tarragona.

Roche, H., (2005) : From simple flaking to shaping : stone-knapping evolution among Early Hominis. En Roux V., y Brill B., (Eds) Stone Knapping. The necessary conditions for a uniquely hominin behaviour. Pp 35-48. Cambridge

Santonja, M. ; López, N.; Pérez-González, A.(1980): "Ocupaciones Achelenses en el valle del Jarama (Arganda Madrid)". *Dip. Prov. de Madrid*.

Schick,K., y Clark D. (2002): Biface technological development and variability in Acheulean industrial complex in the middle Awash region of the Afar Rift, Ethiopia. En Soressi M., Dibble H., (Eds) Multiple appraches to the study of bifacial technologies, pp:1-30 Pennsylvania

Pelegrin, J. (2005): Remarks about Archaeological Techniques and Methods of Camping: Elements of a Cognitive Approach to Stone Camping. . En Roux V., y Brill B., (Eds) Stone Knapping. The

Toth, N., Schick K., Savage-Rumbaugh, E., Sevcik, R., Rumbaugh, D., (1993): Pan the tool-maker: investigations into the stone sool-making, and tool-using capabilities of a Bonobo *(Pan paniscus)*. Journal of Archaeological Science 20, 81-91.

Vega, G.; Raposo, L.; Santonja, M. (1999): "Environments and settlement in the Middle Palaeolithic of the Iberian Peninsula". ROEBROEKS, W.; GAMBLE, C. (Eds.): *The Middle Palaeolithic Occupation of Europe,* 23-48. University of Leiden

Vekua, A. Et al. (2002):A New Skull of Early Homo from Dmanisi, Georgia. Science Vol 297 (5578), 05-07-2002

TEMA 3. Paleontología del Cuaternario: Macrofauna de vertebrados continentales

Enrique Soto. *Museo Nac. Ciencias Naturales, CSIC (Madrid)*

LOS MACROVERTEBRADOS DEL CUATERNARIO

Durante el Cuaternario no apareció ninguna forma nueva de vida, aunque sí hubo cambios notables que, a lo largo de este período, dieron lugar a la formación de las especies actuales de mamíferos. Las glaciaciones ocurridas durante el Cuaternario tuvieron una influencia decisiva en las faunas terrestres, sobre todo mamíferos, que se vieron forzados a realizar migraciones a medida que los glaciares avanzaban o retrocedían en las regiones septentrionales continentales del hemisferio norte. Sin embargo, las zonas cálidas de África y Asia no se vieron afectadas por las glaciaciones, ya que allí sólo se hicieron notar los cambios en el régimen de lluvias, por lo que su fauna no sufrió cambios bruscos desde el Terciario. Algo similar ocurre en las penínsulas del mediterráneo que actúan como refugios de gran parte de la fauna europea durante los periodos más extremos.

Al comienzo del Cuaternario aparece el caballo moderno, que, procedente de América, conquistó Asia y Europa, y otros mamíferos modernos que coexistieron, sin embargo, con formas reliquia del Terciario, como los mastodontes, que acabaron extinguiéndose. El estrecho de Bering, que funcionó como istmo -"Beringia"- durante gran parte del Cuaternario, permitió las migraciones de animales entre Asia y América. Así, provienen de América los géneros Canis y Equus y, en sentido contrario, llegaron a América mamíferos como el bisonte, el mamut, el oso, el reno y otros. No hay, sin embargo, evidencias de comunicación Europa - África por Gibraltar ni por Sicilia. La dispersión de las faunas se realiza siempre a través de Asia, por el Oriente Próximo. Encontrar una misma especie en la Península ibérica y en África no es suficiente para demostrar una dispersión a través del estrecho, aunque esta especie no aparezca en el resto de Europa. (Van der Made, 2005).

Es notable la gran variedad de macromamíferos existentes Europa, durante el Cuaternario. Entre los grupos actualmente extinguidos cabe mencionar: elefantes, hipopótamos, rinocerontes, uros, ciervos gigantes, leones, etc. La tendencia a producirse formas gigantescas dentro de algunos grupos de vertebrados o, por el contrario, formas enanas, no ha sido excepcional a lo largo de la historia de la vida, como no es raro que este fenómeno se haya visto favorecido en algunas zonas aisladas geográficamente como ocurre principalmente en las islas. Al final del Terciario y, sobre todo, durante el Cuaternario fueron muy frecuentes los fenómenos de gigantismo, ya que muchos grupos de mamíferos produjeron una o varias formas de tamaños colosales. En Europa, durante el Cuaternario, vivieron especies gigantescas como los megacerinos -*Megaloceros giganteus*-, cérvidos cuyas cornamentas llegaban a alcanzar 4 metros de envergadura; el elefante antiguo -*Elephas (Palaeoloxodon) antiquus*-, cuya alzada alcanzaba los 5 metros; el uro o toro primitivo –*Bos primigenius*-, con astas que podían medir más de 1 metro de longitud cada una, y otros, herbívoros y carnívoros, de un tamaño mucho mayor que sus representantes actuales. Por el contrario en las islas se produce el efecto contrario en los macrovertebrados, como *Elephas falconeri*, en Sicilia, descendiente de *E. antiquus* pero, de apenas un metro de alzada, o *Myotragus balearicus* de las islas Baleares, un caprino de muy pequeña talla provisto de visión frontal y con fuertes adaptaciones en sus extremidades y dentición que habría llegado a las islas al final del Mioceno, hace unos 6,3-5,5 millones de años, al perderse el contacto entre el Mediterráneo y el Atlántico durante la crisis Messiniense.

Algunos animales como los mamuts (*Mammuthus*), originarios de África, o el buey almizclero (*Ovibos*) que en un principio estaban adaptados a la vida en zonas áridas o abiertas no árticas de Eurasia, empiezan a distribuirse por ambientes más fríos con el comienzo de los ciclos glaciales. Estas formas estaban preadaptadas al ambiente glacial. Los paisajes abiertos y áridos suelen tener fuertes fluctuaciones de temperatura, con descensos significativos durante las noches y durante el invierno (Van der Made, 2005).

Durante las glaciaciones en Europa muchos mamíferos buscaron refugio en los bosques meridionales de regiones como las penínsulas Ibérica, Itálica y Balcánica. Muchos de ellos, sobre todo los de gran tamaño, se extinguen o migran hacia Asia, ya que sus hábitats se restringieron drásticamente. Un aspecto destacado de la dinámica de ciclicidad son los endemismos. Mientras gran parte de las especies «glaciales» tenían áreas

de distribución muy extensas, abarcando más de un continente, las formas «interglaciales» tuvieron distribuciones más limitadas, precisamente al ocupar refugios o áreas de distribución discontinuas, y ello da lugar a una evolución de especies divergentes.

Parte de la fauna del Cuaternario es bien conocida hasta el detalle de la apariencia y son popularmente conocidos algunos de aquellos animales que se extinguieron, como el mamut. Al haberse han conservado gran cantidad de individuos completos de muchos mamíferos del Cuaternario en auténticos «cementerios» de hielo. En los suelos helados de Siberia se han hallado numerosos cadáveres congelados de mamuts, rinocerontes lanudos y otra fauna en perfecto estado de conservación que han permitido minuciosos estudios biológicos.

Hay que añadir, además, las numerosas pinturas de animales realizadas por los hombres primitivos que habitaron las cuevas, algunas de cuyas muestras más hermosas y realistas se conservan en la cornisa Cantábrica de nuestro país. De este modo, en muchos casos, al conocimiento de la anatomía del esqueleto del animal, se añade los pormenores de su constitución y aspecto externo.

BIOESTRATIGRAFÍA DE LOS MACROMAMÍFEROS DEL CUATERNARIO

Pleistoceno inferior

Las faunas de este periodo, se caracterizan por especies como el elefante *Mammuthus meridionalis* (de origen africano), el bóvido *Leptobos etruscus* (de origen asiático), el caballo *Equus stenonis* (de origen americano), estas especies provienen del Plioceno superior. Ambas formas evolucionan dando, al final del Pleistoceno inferior, formas progresivas biostratigráficamente significativas (Aguirre, 1989).

Hace 2,1 Ma, las temperaturas llegaron a un valor muy bajo. Este evento climático provocó probablemente la extinción de formas como el mapache (*Nyctereutes*) y la gacela (*Gazella borbónica*), y la dispersión hacia Europa de varias formas: *Canis etruscus* (el supuesto ancestro del lobo), el suido *Sus strozzii*, el ciervo *Alces* y los bóvidos *Megalovis, Gallogoral* y *Procamptoceras* este acontecimiento es conocido como «Wolf Event» o «Canis Event» (Azzaroli, 1983; Azzaroli *et al*., 1988). El género *Canis* tiene su origen en América del Norte, se introdujo en Asia oriental, y hace unos 2,1 millones de años se dispersó hacia Europa y África.

Un cambio en la fauna europea es conocido como «End Villafranchian Event» (Azzaroli, 1983). En realidad no es un evento, sino un conjunto de ellos que tienen lugar entre hace 1,2 y 0,6 millones de años. Con intervalos cortos se dispersan muchos animales hacia Europa; las faunas villafranquienses serán progresivamente reemplazadas por otras que se registrarán característicamente en buena parte del Pleistoceno medio de Europa. Gran parte de estos animales son de origen asiático, algunos de origen africano, y parte o todos ellos ya estaban presentes en Oriente Medio varios miles de años antes de introducirse en nuestro continente.

Así, entra en Europa *Canis (Xenocyon) falconeri* (= *Lycaon falconeri*). También se introduce el hipopótamo (*Hippopotamus*), género nuevo que se registra en casi todos los yacimientos del Pleistoceno inferior pero ausente en el Plioceno y *Megantereon whitei.* Además, continúa el rinoceronte *Dicerorhinus etruscus*. Desde la base de este periodo se producen cambios y relevos entre los cérvidos y entre los bóvidos: Entre los nuevos bóvidos se cuentan *Bison, Capra, Soergelia*; los ciervos villafranquienses *Croizetoceros, Eucladoceros*, etc., son sustituidos por *Megaloceros, Dama y Capreolus*. También se dan relevos entre los carnívoros, pero es muy constante en este intervalo la presencia de la hiena *Pachycrocuta brevirostris*, así como la de *Ursus etruscus*. Hace algo menos de 1 millón de años se observa un nuevo cambio con las apariciones de *Crocuta crocuta, Ursus deningeri, Alces latifrons, Cervus elaphus, Megaloceros solehiacus verticornis y Stephanorhinus hundsheimensis* que definitivamente establece el tipo de faunas que darán origen a las faunas europeas actuales.

Pleistoceno medio

Práctica y provisionalmente se admite como comienzo del Pleistoceno medio la inversión Matuyama/Brunhes y como final, la transgresión Eemiense. Durante todo el Pleistoceno medio europeo perviven dos osos, *Ursus deningeri* (sustituido sólo al final de este período por *U. spelaeus*) y *Ursus praearctos*. *Panthera gombaszoegensis* sustituye a *Panthera toscana,* conocida ya a comienzos del Pleistoceno inferior; *Panthera (Leo) fossilis*, león gigante más esbelto que el león de las cavernas del Pleistoceno superior es una forma característica del Pleistoceno medio. El elefante antiguo, *Elephas*

(Palaeoloxodon) antiquus continúa sin apenas modificación. Los rinocerontes *Stephanorhinus hemitoechus* y *S. kirchbergensis* perviven hasta bien empezado el Pleistoceno superior. *Cervus elaphus* llega hasta la actualidad, casi sin modificaciones, así como *Canis lupus* y *Equus caballus*. El valor biostratigráfico *Equus caballus* es dudoso por la multitud de subespecies o variedades locales que produce. Otra especie característica durante todo el Pleistoceno medio es *Bison schoetensacki*. Aparece *Bos primigenius* como inmigrante interglaciar procedente de Asia con cronologías bien determinadas en los estadios isotópicos 11 y 9. Pervive *Megaloceros giganteus antecedens* al que reemplaza *M. g. giganteus* en el Saale.

Pleistoceno superior

El Pleistoceno superior comienza con el brusco aumento térmico del episodio 5 isotópico y el correspondiente ascenso del nivel medio del mar con fauna Eutirreniense en el Mediterráneo. El dato comúnmente admitido es de 128.888 años aA. Episodio cálido conocido como Eemiense en Europa noroccidental. Le sigue la «última glaciación» o Würm de la terminología alpina. Concluye esta subdivisión del Pleistoceno con la base del Holoceno, que convencionalmente se sitúa en 10.000 años Aa. (Aguirre, 1989).

Con la última glaciación desaparecen de Europa las faunas con hipopótamo. La península ibérica actúa como refugio de parte de la fauna "templada" muchas de cuyas especies, al final, acabarán extinguiéndose. En la primera mitad de la última glaciación desaparecen de España los cuoninos. A partir de esa oscilación del clima decae el número de osos de las cavernas (*Ursus spelaeus*). Entre los carnívoros se cuentan el león gigante *Panthera leo spelaea*, el leopardo *Panthera pardus* y la hiena manchada *Crocuta crocuta spelaea*. El rinoceronte más común es todavía *Stephanorhinus hemitoechus*. No suele faltar el jabalí, *Sus scrofa*, y es ya característica la asociación de ciervo, corzo, íbice y sarrio (*Cervus elaphus, Capreolus capreolus, Capra ibex/pyrenaica, Rupicapra rupicapra*) tanto en ambientes mediterráneos y cantábricos como del interior. El uro *Bos primigenius* y el bisonte *Bison priscus* se distribuyen de modo antagónico, lo que puede constituir un buen indicio paleoecológico. Más escasos son el mamut *Mammuthus primigenius* y el rinoceronte lanudo *Coelodonta antiquitatis.* Especies características de clima frío como el reno, *Rangifer tarandus,* o el antílope saiga, *Saiga tartarica*, presentes en el sur de Francia, tienen aquí carácter anecdótico y no llegarán a penetrar totalmente en la península.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUIRRE, E. (1989); *Vertebrados del Pleistoceno continental*. **Mapa del cuaternario de España.** Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid. *pp. 47-69*.

AZZAROLI, A. (1983). *Quaternary mammals - the «End Villafranchian » dispersal event - a turning point in the history of Eurasia*. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** 44: 117-139.

AZZAROLI, A., DE GIULI, C., FICCARELLI, G. & TORRE, D. (1988). *Late Pliocene to early mid-Pleistocene mammals in Eurasia: Faunal succession and dispersal events.* **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology** 66: 77-100.

CARBONELL, E. (coord.) (2005); **Homínidos: las primeras ocupaciones de los continentes**. Ariel. Madrid.

GUÉRIN, C. & PATOU-MATHIS, M. (1996); **Les grands mammifères plio-pléistocènes d'Europe**. Masson. Paris.

KURTÉN, B. (1971); **The Age of Mammals**. Columbia University Press. New York.

KURTÉN, B. (1972); **The Ice Age**. Rupert Hart-Davis. London.

SUTCLIFFE, A. J. (1985) **On the track of Ice Age mammals**. British Museum (Natural History). London

VAN DER MADE, J. (2005); En CARBONELL, E. (coord.) **Homínidos: las primeras ocupaciones de los continentes**. Ariel. Madrid.

TEMA 4. Paleontología del Cuaternario: Microfauna de vertebrados continentales

Carmen Sesé. *Museo Nac. Ciencias Naturales, CSIC (Madrid).*

En Paleontología se incluyen entre la microfauna de vertebrados, o microvertebrados, los vertebrados de pequeño tamaño cuyos restos fósiles son generalmente de pequeña talla (de menos de un milímetro a escasos milímetros) y que por lo tanto no se aprecian generalmente a simple vista. En esta categoría se incluyen los peces, anfibios, reptiles y aves, y los mamíferos de pequeño tamaño, también llamados micromamíferos (que incluyen los roedores, lagomorfos, insectívoros y quirópteros).

METODOLOGÍA DE OBTENCIÓN DE LA MICROFAUNA

Técnicas de campo de prospección y muestreo:

Los restos de microfauna se encuentran, o bien concentrados en lo que se denominan propiamente yacimientos, o bien dispersos en niveles que pueden tener a veces gran extensión. Los yacimientos o niveles son de dos tipos: de origen fluvio-lacustre y de origen kárstico. En los yacimientos de origen fluvio-lacustre las facies o sedimentos más favorables a la presencia de microfauna son los que indican ambientes reductores: lignitos y margas verdes. Los yacimientos de origen kárstico son rellenos de cuevas o de fisuras de los karsts, y en éstos, cuando hay fósiles, suelen ser muy abundantes los restos especialmente de microvertebrados.

Para muestrear un nivel no es necesario que se vean restos fósiles aunque es buen indicio la presencia de restos de gasterópodos o huesecillos. Como muestra de prueba basta procesar una cantidad en torno a los 30 kg. Si en esta muestra se encuentran restos identificables de microfauna, se recoge más sedimento hasta procesar una cantidad de unos 1.000 Kgs. Si se trata de yacimientos en curso de excavación se suele procesar todo o gran parte del sedimento procedente de la misma.

Técnicas de lavado-tamizado de sedimento para la recuperación de la Microfauna

Debido a la pequeña talla de los restos fósiles de la microfauna, no se observan a simple vista, lo que motivó que hasta mediados del siglo pasado en las excavaciones clásicas no se recuperaran apenas excepto los de talla relativamente mayor (como fósiles de liebres, conejos, castores, marmota, etc.). A partir de mediados del siglo pasado, para obtener este tipo de restos se empezaron a utilizar en Paleontología técnicas especiales conocidas abreviadamente de lavado-tamizado del sedimento. Estas técnicas consisten en lo siguiente: una vez bien seco el sedimento, se introduce bruscamente en agua para que se disgregue la arcilla, lo que ocurre al cabo de cierto tiempo (media hora a una hora), para posteriormente lavar el sedimento con agua haciéndolo pasar por una serie de tamices de varios tamaños, el mas fino con una luz de malla de 0,5 mm que es lo que mide la pieza más pequeña de vertebrados que se puede identificar taxonómicamente. Aunque se puede lavar en el laboratorio, lo que se hace habitualmente por su mayor rentabilidad es lavar en el campo con una mesa de lavado desmontable que permite procesar grandes cantidades de sedimento. La mesa de lavado consiste en un juego de tamices y de bandejas, que recogen el sedimento para hacerlo pasar de uno a otro tamiz, diseñado de tal modo que se recogen unos dentro de otros hasta convertirse en un maletín que se puede transportar y utilizar en el campo cerca de los afloramientos. El agua se extrae de cualquier pequeño curso de agua que se bombea con una motobomba aspersora. Este sistema permite lavar grandes cantidades se sedimento, del orden de hasta 3 toneladas diarias, y por tanto recuperar gran cantidad de fósiles. Con el lavado-tamizado se consigue disgregar el sedimento y eliminar la arcilla, con lo cual se reduce enormemente la cantidad de sedimento inicial de varias toneladas a unos pocos kilogramos de residuo.

Técnicas de laboratorio:

Del residuo resultante del lavado-tamizado (arenas y clastos sobre todo, entre los que están los restos fósiles) una vez seco se trían o seleccionan los restos fósiles que hay en el sedimento con la ayuda de una lupa binocular. Una vez separados los restos fósiles se montan para su estudio las piezas características.

ASPECTOS DEL ESTUDIO DE LOS FÓSILES

Los fósiles se estudian desde distintos puntos de vista: Paleontología sistemática (taxonomía y clasificación), Paleontología Evolutiva (estudio de la evolución y relaciones filogenéticas de los diferentes taxones), Paleobiología (de interés en la reconstrucción de los organismos, ambientes y climas del pasado), la Tafonomía (procesos que han tenido lugar desde que el animal vivió y murió hasta el hallazgo en el yacimiento de sus restos fósiles), Bioestratigrafía (aplicación de algunos taxones fósiles característicos, principalmente micromamíferos, sobre todo roedores, a la datación relativa de los depósitos y el establecimiento de escalas bioestratigráficas de tiempo geológico), Paleobiogeografía (se ocupa de delimitar las áreas geográficas de dispersión de las especies y grupos fósiles, cuyas migraciones suelen estar relacionadas con su evolución) y Paleoecología y Paleoclimatología (estudian las condiciones ambientales en que vivieron los seres vivos en épocas pretéritas basándose en los caracteres de adaptación que presentan al ambiente en que se desarrollaron, y que permiten por tanto la reconstrucción paleoambiental de épocas pasadas).

PALEONTOLOGÍA SISTEMÁTICA: IDENTIFICACIÓN Y CLASIFICACIÓN

El primer paso en todo estudio paleontológico sobre la fauna es realizar la identificación taxonómica para saber a qué organismos pertenecen los fósiles hallados, para lo cual se utilizan sobre todo las piezas más características para la clasificación. En los microvertebrados no mamíferos (peces, anfibios, reptiles y aves) se utilizan diversas piezas del esqueleto: las vértebras en todos ellos, principalmente los huesos largos en aves y anfibios, y los huesos craneales en peces, anfibios y reptiles (Lavocat, 1966); y en los microvertebrados mamíferos (roedores, lagomorfos, insectívoros y quirópteros) los dientes que son las piezas más características para su identificación taxonómica (Lavocat, 1966).

La identificación taxonómica y clasificación de los restos fósiles se basa en el estudio de anatomía comparada con organismos actuales similares y con restos fósiles de taxones similares ya identificados previamente, lo cual se realiza, o bien directamente si se dispone de colecciones de material adecuado, o bien indirectamente a través de las publicaciones en las que están descritos (manuales, revisiones, trabajos específicos, etc.). Una vez realizada la identificación taxonómica de los fósiles dentro de la clasificación sistemática (phylum, clase, orden, suborden, superfamilia, familia, género, especie), se podrán realizar, a partir de dichos taxones, estudios posteriores de otra índole (evolutivos, paleobiológicos, bioestratigráficos, tafonómicos, paleoecológicos, paleoclimáticos).

BIOESTRATIGRAFÍA, PALEOCLIMATOLOGÍA Y PALEOBIOGEOGRAFÍA DEL CUATERNARIO DE ESPAÑA A PARTIR DE LOS MICROVERTEBRADOS

Bioestratigrafía

Entre los microvertebrados son los micromamíferos, y de estos especialmente los roedores, el grupo que ha experimentado una gran evolución y radiación desde su aparición hasta la actualidad. Esto hace que se utilicen en bioestratigrafía para realizar, por una parte, la datación relativa de los niveles en que se encuentran, y por otra, para establecer escalas bioestratigráficas muy precisas en medios continentales basadas en migraciones, apariciones, extinciones, líneas evolutivas y asociaciones faunísticas de determinados taxones característicos.

Paleoecología y Paleoclimatología

La adaptación de los diversos grupos y taxones de microvertebrados a determinados ambientes (acuático, bosque, pradera húmeda, estepa, etc.) y climas (cálidos, templados y fríos; secos y húmedos) hacen que sean muy útiles para realizar las reconstrucciones paleoecológicas y paleoclimáticas del pasado, lo que permite observar los cambios paleoambientales que han tenido lugar a lo largo del Cuaternario, que es el periodo que nos ocupa, hasta la actualidad.

Paleobiogeografía

A partir de este tipo de estudios evolutivos y bioestratigráficos, ha sido posible también reconstruir los cambios de distribución biogeográfica que ha experimentado la fauna de microvertebrados durante el Cuaternario hasta dar lugar a su distribución actual en España.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aguirre, E. (Edit.). (1998): *Atapuerca y la evolución humana*. Fundación Areces.

Aguirre, E. (1989). Vertebrados del Pleistoceno continental. *Mapa del Cuaternario de España*. Instituto Tecnológico Geominero de España, 47-69

Aguirre, E.; Carbonell, E. y Bermúdez de Castro, J. M. (Edit.). (1987). *El Hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca.* I. Junta de Castilla y León, Consejería de Cultura y Bienestar Social.

Andrews, P. (1990). *Owls, Caves and Fossils*. The University of Chicago Press.

Barbadillo, L. J.; García-París, M. & Sanchiz, B. (1997). Orígenes y relaciones evolutivas de la herpetofauna ibérica. En: J. M. Pleguezuelos (Ed.): *Distribución y Biogeografía de los anfibios y reptiles en España y Portugal*. Editorial Universidad de Granada, Granada: 47-100

Chaline, J. (1972). *Les rongeurs du Pléistocène moyen et supérieur de France (Systématique, Biostratigraphie, Paleóclimatologie). Cahiers de Paléontologie*. Ed. CNRS, Paris

Chaline, J.; Baudvin, H.; Jammot, D. et Saint Girons, M.-C. (1974). *Les proies des rapaces. Petits Mammifères et leur environnnemet.* Doin Ed. Paris.

Lavocat, R. (Dir.) (1966). *Atlas de Préhistoire, T. III: Faunes et flores préhistoriques de l´Europe occidentale.* Ed. N. Boubéee et Cie, Paris, Col. "L´homme et ses origines".

López Martínez, N. (1992). Técnicas de estudio de microvertebrados. Los Micromamíferos y su interés bioestratigráfico. En: Astibia, H. (Ed.): *Paleontología de Vertebrados. Faunas y Filogenia, Aplicación y Sociedad*. Universidad del País Vasco: 345-365

López Martínez, N. (1989). *Revisión sistemática y biostratigráfica de los Lagomorpha (Mammalia) del Terciario y Cuaternario de España. Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, 3 (3).

Morales, J.; Nieto, M.; Amezua, L.; Fraile, S.; Gómez, E.; Herráez, E.; Peláez-Campomanes, P., Salesa, M. J.; Sánchez, I. M. y Soria, D. (Edit.). (2000). *El patrimonio paleontológico de la Comunidad de Madrid. Floras y Faunas. Arqueología, Paleontología y Etnografía*, 6.

Sánchez Marco, A. (1996). Aves fósiles del Pleistoceno Ibérico. Rasgos climáticos, ecológicos y zoogeográficos. *Ardeola*, 43 (2): 207-219

Sánchez Marco, A. (2005). Avifaunas cuaternarias de la Península Ibérica: Sistemática, Paleoecología y Paleozoogeografía. Tesis Doctoral. UAM (Inédita).

Sanchiz, B. (1998). *Encyclopedia of Paleoherpetology. Salientia*, 4, 4.

Santonja, M.; López Martínez, N. y Pérez-González, A. (Edit.) (1980): *Ocupaciones achelenses en el Valle del Jarama (Arganda, Madrid). Arqueología y Paleontología*, I. Diputación provincial de Madrid.

Sesé, C. 1994. Paleoclimatical interpretation of the Quaternary small mammals of Spain. *Geobios*, 27, 6: 753-767.

Sesé, C. 2005. Aportación de los micromamíferos al conocimiento paleoambiental del Pleistoceno Superior de la Región Cantábrica: Nuevos datos y síntesis. En: Montes Barquín, R. y Lasheras Corruchaga, J. A. (Edit.): *Neandertales Cantábricos, estado de la cuestión. Monografías del Museo Nacional y Centro de Investigación de Altamira*, 20: 167-200.

Sesé, C. y Sevilla, P. 1996. Los micromamíferos del Cuaternario peninsular español: cronoestratigrafía e implicaciones bioestratigráficas. *Rev. Esp. Paleont.*, Nº Extraordinario: 278-287.

TEMA 5. Evolución Humana.

Antonio Rosas. *Museo Nac. Ciencias Naturales, CSIC (Madrid)*

Una de las preocupaciones más recurrentes de todas las culturas ha sido y es el origen de los seres humanos. A lo largo de la historia, cada cultura ha dado respuesta a este interrogante mediante la formación de mitos. Desde mediados del siglo XIX, sin embargo, la pregunta sobre el origen de lo humano busca su respuesta en el marco de las Ciencias Naturales. En la actualidad, el problema del origen del hombre se concibe como el estudio de la evolución humana. Su aproximación se realiza bajo los principios generales de la teoría biológica de la evolución orgánica.

SOMOS PRIMATES

Desde el punto de vista zoológico, la especie humana está incluida en la familia los homínidos-, a su vez dentro del Orden Primates. El Orden Primates, que incluye a los lemures, macacos, chimpancés, etc. se originó en medios forestales, y muchas de sus características probablemente surgieron como adaptaciones a una vida en los árboles. Dentro del Orden Primates se aprecia una tendencia a la reducción de la región olfativa del cerebro y una expansión del córtex cerebral. Estos rasgos se asocian a una mayor importancia del sentido de la vista y a un incremento en la complejidad del comportamiento social. Algunos de estos rasgos han hecho posible, tras millones de años de evolución, los atributos más singulares de nuestra especie. Es clara la repercusión que ha tenido, por ejemplo, la tendencia al incremento del encéfalo, soporte físico de las cualidades intelectuales.

FACTORES BÁSICOS DE LA EVOLUCIÓN HUMANA: UN ESCENARIO EVOLUTIVO

Gould (1977) sintetizó la interpretación conjunta de los procesos más básicos de nuestra evolución en un escenario evolutivo. Dicho escenario se basa en un modelo de retroalimentación o influencia recíproca entre varios factores. Entre ellos se encuentran el andar bípedo, la liberación de las manos, el incremento del encéfalo y nuestra capacidad de aprendizaje. Algunos aspectos de este escenario han quedado superados por los nuevos datos. Sin embargo, merece la pena comentarlo.

Uno de los cambios más significativos en la diferenciación filogenética de la familia zoológica *Hominidae* fue el paso de un hábitat arbóreo, con locomoción cuadrúpeda, a un hábitat terrestre con una locomoción bípeda, es decir andar sobre las extremidades posteriores. La adquisición de la postura y locomoción bípeda generó consecuencias fundamentales para la posterior evolución del grupo, además de las modificaciones anatómicas derivadas de una distinta biomecánica de esta nueva forma de desplazarse. Así, el hecho de andar sobre los miembros traseros conllevó, en primer lugar, la liberación de los miembros anteriores de las tareas locomotoras, lo que abre la posibilidad de manipular objetos y con ello un enorme campo de actuación sobre el medio. Este nuevo escenario hizo posible el desarrollo de una cultura material al quedar las manos libres para otras funciones. En asociación con este hecho surge el propuesto mecanismo de retroalimentación entre el desarrollo de cultura material y el aumento del encéfalo. Según este esquema, la manipulación de objetos y su potencial de modificación del medio induciría un progresivo aumento del cerebro. A mayor cultura, mayor desarrollo del encéfalo y, con éste, mayor desarrollo de cultura. Este circuito de relación recíproca viene a su vez incrementado, como si se tratara de un catalizador, por el progresivo alargamiento del periodo de crecimiento (infancia) que han experimentado los homínidos. Un largo periodo de dependencia a los padres supone un tiempo en el que las crías están sometidas a un intenso aprendizaje. De este modo podemos cerrar el círculo y decir: un cerebro más grande permite mayor destreza manual, que sumado a un mayor tiempo para aprender, juntos disparan el sistema hasta los límites espectaculares a los que hemos llegado en las sociedades modernas.

EL ORIGEN DE LA FAMILIA: LOS GÉNEROS *ARDIPITHECUS* Y *AUSTRALOPITHECUS*

En términos generales los homínidos se dividen en tres grandes grupos. Primeramente, el género *Ardipithecus* (y otros géneros próximos) que representa a los homínidos más primitivos, en la actualidad muy

mal conocidos. En segundo lugar, el género *Australopithecus* que experimentó una marcada diversificación y, por último, el género *Homo* de donde surge nuestra especie *H. sapiens*.

Los homínidos más antiguos corresponden a los escasos restos de Tabarin, con una antigüedad próxima a los 4.5 millones de años (m.a.), y de los Cheboit, con 6-6.5 m.a., procedentes de los yacimientos de Tugen Hills, en Kenia. En 1994 se propuso la existencia de un nuevo género y especie: *Ardipithecus ramidus,* a partir de los fósiles descubiertos en Aramis, Etiopía, cuya antigüedad se acerca a los 4.4 m.a. De forma indirecta, los autores que definieron *A. ramidus* infirieron que se trataría de un organismo bípedo. Este aspecto es altamente relevante ya que es el modo de locomoción bípeda lo que caracteriza en última instancia a los homínidos.

Como descendiente de esta especie aparecen los primeros australopitecos. Este género, en la actualidad extinguido, experimentó una gran diversificación específica y ecológica y alcanzó un importante éxito evolutivo. Los caracteres comunes en el género *Australopithecus* son: la pelvis y el pie demuestran una locomoción bípeda, capacidad craneal entre los 400 y 550 cm^3, mandíbulas prominentes y dientes de gran tamaño. Dentro de los *Australopithecus* podemos diferenciar dos formas: los australopitecos gráciles y los australopitecos robustos. Las formas gráciles de *Australopitecus* corresponde a las siguientes especies *A. anamensis* (3.9-4.3 ma); *A. afarensis* (3.9-3 ma), cuyo principal representante es un esqueleto parcialmente completo conocido como "Lucy"; *A. africanus* (3.0-2.5 Ma), procedente de yacimientos de Sudáfrica y *A. garhi* (2.5 ma), la última especie descrita. Dentro del género *Australopithecus* también está la especie *A. bahrelghazali* (3.0-3.5 ma) único representante del género hallado en el Chad, fuera del entorno del este de Africa. Esta especie está muy mal conocida por lo que su asignación a un grupo u otro es problemática. Por otro lado, tenemos lo que se han denominado como australopitecos robustos que incluye las especies *A. aethiopicus* (2.5-2.3 Ma.), *A. robustus* (2.0-1.5 Ma) y *A. boisei* (2.3-1-4 Ma). Estos se caracterizan por su elevada robustez, en general, como resultado de un hiperdesarrollo del aparato masticador y estructuras asociadas.

EL ORIGEN DEL GÉNERO *HOMO*

En 1960 la familia Leakey encontró en la garganta de Olduvai (Tanzania) los restos de un homínido de características más evolucionadas que sus contemporáneos australopitecos, pero suficientemente primitivo como para incluirlo en las especies de *Homo* conocidas en ese tiempo. Así nació *Homo habilis*, la que se ha considerado la primera especie humana cuya antigüedad abarca entre 2.5 y 1.8 ma. Su característica más destacada, comparado con los australopitecos, es el incremento del volumen encefálico que alcanza valores de 600-700 cm^3. Con posterioridad a la fecha del primer descubrimiento han sido hallados otros restos fósiles tanto en Olduvai como en Koobi Fora, una región al norte de Kenia. Los nuevos materiales asignados a *H. habilis* han ampliado tanto el rango de variación que algunos autores han propuesto que en realidad se trata de dos especies diferentes: por un lado, *H. habilis* en sentido estricto y, por otro, una nueva especie llamada *H. rudolfensis*. Esta última especie tiene una cerebro algo mayor que *H. habilis* combinado, sin embargo, con una cara bastante más robusta. Vemos, en conjunto, que también las primeras fases de la evolución de *Homo* estuvieron caracterizadas por una relativa diversificación de especies. Hace aproximadamente 1.8 ma se produjo en África un gran cambio en las condiciones ecológicas, circunstancia que llevó emparejado un importante cambio en la anatomía y el comportamiento de los homínidos. Aparece en escena una nueva especie llamada *H. ergaster*, distinta a los ya clásicos *H. erectus*.

Durante bastantes años, la clasificación de una larga fase de la evolución humana ha estado dominada por la noción de *Homo erectus*. Así, los homínidos que no eran claramente primitivos, clasificados como *Homo habilis,* o los que no eran claramente modernos, clasificados como *Homo sapiens,* eran incluidos en la especie *Homo erectus.* A principios de los años 90, y como consecuencia del empleo de nuevas técnicas de estudio, se empieza a reconocer en África una especie distinta: *Homo ergaster* (1.8-1.4 ma), definida por los ejemplares fósiles procedentes del Este de Africa (lago Turkana). El último descubrimiento importante de un ejemplar de *H. ergaster* es un esqueleto casi completo denominado el niño de Nariokotome. Entre otras cosas, este esqueleto muestra por primera vez en la historia evolutiva de los homínidos una arquitectura del cuerpo completamente moderna. Además, *H. ergaster* presenta la bóveda del cráneo más elevada y redondeada que los ejemplares asiáticos y su volumen encefálico alcanza la ya considerable cifra de los 850 cm^3.

Origen de *Homo sapiens*. Uno de los debates más enriquecedores de la paleoantropología en las últimas dos décadas ha sido la discusión sobre el origen de la especie humana actual. El mencionado debate se ha centrado en dos modelos hoy ya clásicos: el modelo multirregional y el modelo del origen único, ampliamente debatidos en la literatura. El modelo multirregional sostiene la continuidad evolutiva de las

poblaciones humanas durante el último millón de años, que se resuelve con la diferenciación geográfica local de los diferentes grupos humanos actuales (Wolpoff et al., 1984; 2001). Según esta forma de entender el registro fósil, la especie *H. sapiens* surge como diferenciación gradual de una especie basal, *H. erectus*, de amplia distribución geográfica. Por el contrario, el modelo del origen único sostiene que la especie *Homo sapiens* se habría diferenciado en África, a través de un evento de especiación divergente, en un tiempo relativamente reciente (hace no más de 300.000 años) y desde allí habría colonizado las restantes áreas del planeta (Stringer y Andrews, 1988; Stringer, 1996). La consecuencia más inmediata de esta hipótesis es que los homínidos mesopleistocenos, de Asia y Europa, se habrían extinguido sin dar descendencia. En este sentido, el significado de los Neandertales de Europa ha sido y es vital para esclarecer en que modo y bajo que procesos se resuelve la evolución humana. Por tanto, las preguntas de cómo se relacionan filogenéticamente la especie *Homo sapiens* y los Neandertales, cuál es su grado de parentesco y cuál ha sido su último antepasado común son claves para el modelo de evolución humana.

Desde el punto de vista paleontológico, los defensores de un **origen único** y reciente de *H. sapiens* han desarrollado un escenario evolutivo en el que los Neandertales y los humanos actuales compartimos un antepasado común, representado por la especie *H. heidelbergensis* (Rightmire, 1996; Stringer, 1996). El análisis de los restos del Pleistoceno Inferior y Medio ha llevado a estos autores a considerar que en algún momento, hace al menos 600.000 años, tuvo que producirse un evento de especiación que modificó a los primitivos *H. erectus* y dio lugar a una especie nueva, intermedia entre *H. erectus* y *H. sapiens*. Durante algunos años estas poblaciones intermedias vinieron a llamarse *H. sapiens* arcaicos (Stringer et al., 1979), pero por exigencias del código de nomenclatura zoológica este grupo intermedio se denominó *H. heidelbergensis*. El cambio más espectacular experimentado en el tránsito *H. erectus* - *H. heidelbergensis* reside en el incremento del volumen encefálico, así como en una serie de detalles morfológicos relacionados en mayor o menor media con este incremento del encéfalo. Según este modelo, *H. heidelbergensis* se habría originado en África, a través de un cuello de botella genético (reducción del tamaño poblacional y fijación azarosa de caracteres). Desde este hipotético origen, esta nueva especie experimentó una dispersión que colonizó Europa, alcanzando una distribución afro-europea. Los restos de Bodo y Broken Hill son los más representativos de África, en tanto que el cráneo de Petralona ha representado a los *H. heidelbergensis* de Europa.

Una importante objeción al modelo de *H. heidelbergensis* es que todos los individuos del Pleistoceno Medio de Europa (entre 0.5 y unos 0.2 Ma) ya habían desarrollado caracteres Neandertales. La conclusión a la que llegamos es que el proceso de cambio que dio lugar a los Neandertales ya había comenzado hace al menos 500.000 años. Por tanto, el nombre *H. heidelbergensis* debe usarse sólo para definir los antepasados más directos de los Neandertales, y no debe ser aplicado para las poblaciones del Pleistoceno Medio de África. Se nos plantea entonces la cuestión ¿Quién es el antepasado común de Neandertales y *H. sapiens*? La respuesta a esta pregunta ha venido de la mano de un nuevo descubrimiento realizado en la Sierra de Atapuerca.

A partir de los restos hallados en el nivel TD6 del yacimiento de Gran Dolina, en Atapuerca, ha sido propuesta una nueva especie para acomodar la singular variabilidad detectada en la muestra. El conjunto de rasgos craneales, dentales y de la mandíbula sugiere que estos homínidos eran de una especie de *Homo* inédita, que fue denominada *Homo antecessor* (Bermúdez de Castro et al., 1997). En nuestra opinión, *H. antecessor* se debió originar en África hace al rededor de 1 millón de años, como descendiente de poblaciones de *H. ergaster*. Una vez diferenciado en África, algunas de las poblaciones de *H. antecessor* abandonarían este continente para dirigirse a otros lugares del planeta. Hasta la fecha conocemos su presencia en Europa, aunque cabe la posibilidad de que alcanzara también algunas regiones de Asia. Los primeros representantes de *H. antecessor* llegados a Europa evolucionaron a lo largo del Pleistoceno Medio, en la línea que da origen a los Neandertales. Las poblaciones de *H. antecessor* que permanecieron en África evolucionaron durante el Pleistoceno Medio para dar lugar a una especie que tiempo después daría lugar a *H. sapiens*.

Hemos visto algunos aspectos de la evolución de los homínidos y otros muchos los hemos dejado en el tintero. Sin embargo, una cosa si debe quedar clara. Nuestra evolución, lejos de ser un proceso lineal y simple como hemos visto reflejado en textos antiguos, es un complejo entramado de conexiones biológicas que ha dado lugar a una gran multitud de especies y formas de relacionarse con la naturaleza. Debemos tener claro que nuestra identidad es simplemente una de las muchas que han sido posibles.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aiello, L. and P. Wheeler (1995). "The expensive-tissue hypothesis." Current Anthropology **36**(2): 199-221.

Aiello, L. and Andrews, P. (2000). The Australopithecines in Review. Human Evolution **15**:17-38.

Bermúdez de Castro, J. M., J. L. Arsuaga, et al. (1997). "A hominid from the Lower Pleistocene of Atapuerca, Spain: possible ancestor to neandertals and modern humans." Science **276**: 1392-1395.

Gould, S. J. (1977). Ontogeny and phylogeny. Cambridge, Harvard University Press.

Rightmire, G. P. (1996). "The human cranium from Bodo: evidence for speciation in the Middle Pleistocene?" Journal of Human Evolution **31**(1): 21-39.

Rosas, A. (1998). Modelos de crecimiento en mandíbulas fósiles de homínidos. Atapuerca un nuevo paradigma. Atapuerca y la evolución. E. Aguirre. Madrid, Centro de Estudios Ramón Areces.

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.

Stringer, C. B., Howell, F.C. and Melentes, J.K. (1979). The significance of the fossil hominid skull from Petralona, Greece. Journal of Archaeological Science **6**: 235-253.

Stringer, C. B. and P. Andrews (1988). "Genetic and fossil evidence for the origin of modern humans." Science **239**: 1263-1268.

Wolpoff, M. H., X. Wu, et al. (1984). Modern *Homo sapiens* origins: a general theory of hominid evolution involving the fossil evidence from East Asia. The Origins of Modern Humans. F. H. Smith and F. Spencer. New York, Alan R. Liss**:** 411-483.

Wolpoff, M. H., J. Hawks, et al. (2001). "Modern human ancestry at the peripheries: a test of the replacement theory." Science **291**: 293-297.

TEMA 6. Geoarqueología: Teoría y Práctica

Jesús Jordá, *Universidad Nacional Educación a Distancia (UNED)*

La Geoarqueología es una disciplina científica cuyo objeto es el estudio y la interpretación de las relaciones existentes entre el medio natural y el hombre que se plasman en el registro arqueológico, considerando este como el resultado de la acción conjunta de procesos naturales y culturales en contextos más o menos antropizados. Desarrollada a partir de los últimos treinta años del siglo XX, la Geoarqueología se nutre de los conceptos, métodos y técnicas utilizados por numerosas ciencias empíricas, tanto naturales como sociales, en especial de la Geología y la Geografía Física, que le permiten definir una metodología propia, adecuada para llevar a cabo la investigación de su objeto de estudio en el que confluyen procesos naturales y culturales. Teniendo en cuenta la definición de Geoarqueología, el ámbito cronológico de su actuación puede extenderse bien de forma amplia, desde la aparición de los primeros homínidos en África hace entre 6 y 4 millones de años hasta la actualidad, abarcando el final del Mioceno, el Plioceno y el Cuaternario, o bien de forma más restringida, desde la aparición del género *Homo* y los primeros instrumentos, hace 2,2 millones de años hasta los tiempos actuales, incluyendo el final del Plioceno y el Cuaternario.

Entre las manifestaciones tangibles más relevantes derivadas de la interacción entre los procesos naturales y la actividad antrópica destacan las que en los últimos años se vienen denominado como formaciones superficiales antrópicas, que constituyen el elemento clave a la hora de estudiar el registro arqueológico desde la óptica de la Geoarqueología. Las formaciones superficiales antrópicas son los depósitos correlativos de los procesos de antropización del medio natural que dan lugar a secuencias físico-naturales en las que queda reflejado el impacto producido por la actividad del hombre en los procesos derivados de la actuación de los diferentes sistemas morfogenéticos. Estas formaciones se clasifican en tres grupos: formaciones ocupacionales, formaciones antropizadas y formaciones inducidas. Las formaciones ocupacionales son aquellas producto de la presencia continuada y estable de un grupo humano sobre un lugar concreto, ya sea al aire libre o bien en el interior de cavidades rocosas más o menos profundas. Las formaciones antropizadas son aquellos sedimentos generados por procesos derivados de la acción de los sistemas morfogenéticos y edáficos que incluyen rasgos antrópicos, bien por removilización de estos por procesos naturales o bien por el abandono de zonas utilizadas por el hombre. Finalmente, las formaciones inducidas son aquellas que se generan por procesos de morfogénesis acelerada producida por el hombre, bien por el desencadenamiento de procesos nuevos o por la intensificación de los existentes de forma natural, como pueden ser la aceleración de los procesos de gravedad – vertiente en laderas por abandono de prácticas agrícolas que da lugar a depósitos de gran espesor en la base de las mismas, o la colmatación de estuarios fluviales y albuferas producida en las costas mediterráneas peninsulares a lo largo de los dos últimos milenios.

Otra de las manifestaciones significativas resultado de la interacción entre los procesos naturales y la actividad antrópica es el paisaje, o conjunto de rasgos que presenta una determinada superficie de terreno. Cuando estos rasgos son estrictamente de origen natural (físicos y biológicos) el resultado es un paisaje natural, pero cuando a los rasgos naturales se unen a los denominados rasgos culturales, derivados de la actividad antrópica secular, el paisaje resultante es un paisaje antropizado o humanizado en menor o mayor medida. Los paisajes antropizados que pueden observarse en la actualidad son el resultado de un largo proceso temporal de adición de rasgos derivados de la interacción de los procesos naturales con los antrópicos. Como resultado de esa interacción, los paisajes antropizados también constituyen un elemento del registro arqueológico y por tanto forman parte del campo de estudio de la Geoarqueología.

A grandes rasgos, toda investigación geoarqueológica debe tratar los siguientes aspectos: análisis de los contextos paisajístico y estratigráfico del registro arqueológico estudiado, determinación de la génesis del mismo y de las alteraciones y modificaciones que haya experimentado a lo largo del tiempo, y determinación de las alteraciones y modificaciones que ha experimentado el paisaje del entorno, dado que yacimientos y paisaje forman una compleja trama de relaciones cuyo análisis geoarqueológico permite conocer la formación y transformación del registro arqueológico. Para lograr todo esto, un estudio geoarqueológico debe seguir los siguientes pasos:

1. Estudio y caracterización de los componentes fisiogénicos, biogénicos y antrópicos del registro arqueológico, de sus propiedades y su significado, estableciendo secuencias litoestratigráficas descriptivas siempre que sea posible, bien por la apertura de catas o por la realización de sondeos.

2. Identificación e interpretación de los procesos de formación y transformación del registro arqueológico en el contexto de los diferentes dominios y sistemas morfogenéticos, los cuales son el marco de referencia espacial en el que se desarrollará el registro.

3. Reconstrucción de la evolución paleoclimática y paleogeográfica del entorno del registro arqueológico estudiado, incluyendo la obtención de una secuencia físico-cultural de carácter puntual y la elaboración de un modelo geodinámicos explicativo para la zona objeto de estudio.

4. Obtención de reconstrucciones paleoclimáticas y paleogeográficas sincrónicas y diacrónicas plasmadas en secuencias temporales de carácter regional, determinadas por la dimensión espacial y temporal del registro arqueológico, y comparación de estas secuencias con las curvas paleoclimáticas obtenidas a partir del análisis isotópico de sondeos realizados en los fondos marinos y en los hielos de los casquetes polares.

Los diferentes momentos de la investigación geoarqueológica, basada en el método hipotético deductivo, son los siguientes: partiendo de una hipótesis de trabajo, se obtienen y analizan los datos, para elaborar un modelo provisional, que será debidamente contrastado, modificándose la hipótesis de partida si es necesario y corrigiéndose el modelo para así obtener uno que explique de manera convincente los hechos analizados. En cuanto a las diferentes técnicas utilizadas en Geoarqueología, podemos concretarlas en tres grandes grupos: técnicas de campo, técnicas de laboratorio y técnicas de gabinete.

Las técnicas de campo comprenden el análisis del paisaje y el análisis del yacimiento. El primero lleva asociado la realización de cartografías ambientales y arqueológicas tanto regionales como locales y el análisis de la potencialidad del territorio valorando su posible utilización por parte del hombre en el pasado. El análisis del yacimiento conlleva el estudio de las formaciones superficiales antrópicas, incluyendo la realización de la cartografía de detalle del yacimiento, la obtención de la litoestratigrafía de los depósitos, el establecimiento de diferentes facies, la toma de muestras, el control estratigráfico de la excavación, la identificación de los procesos de formación y transformación, la evaluación del grado de transformación antrópica, la realización de correlaciones estratigráficas, etc.

Las técnicas de laboratorio corresponden a la realización de análisis sedimentológicos, entre los que señalaremos la caracterización física de los sedimentos (análisis texturales o granulométricos, morfológicos, morfoscópicos, micromorfológicos) y su caracterización geoquímica y bioquímica (análisis mineralógicos, de arcillas, contenido en carbonatos, minerales pesados, elementos mayores, menores y traza, pH, contenidos en materia orgánica y fosfatos, etc). Además, se pueden realizar otra serie de análisis propios de la Arqueometría, como la identificación de elementos líticos y minerales y la localización de las áreas de aprovisionamiento de materias primas líticas, mediante estudios petrográficos y análisis geoquímicos, o la obtención de dataciones radiométricas y secuencias magnetoestratigráficas.

Finalmente, las técnicas de gabinete pueden estructurarse en dos fase: una primera, previa al trabajo de campo y de laboratorio, en la que se desarrollarán análisis de las cartografías existentes, de las fotografías aéreas y de las imágenes de satélite, con la utilización de sistemas de información geográfica; y otra posterior al trabajo de campo y de laboratorio, que permitirá la obtención de nuevas cartografías y modelos, el tratamiento de los datos de campo y laboratorio, la determinación de la necesidad de nuevos datos y la interpretación final.

Durante los procesos de recuperación del registro arqueológico mediante la prospección y la excavación arqueológicas, la Geoarqueología juega un papel fundamental. Así, en una prospección arqueológica superficial, una vez determinada la superficie a prospectar, elección que viene determinada por imperativos de la investigación o de la salvaguarda del patrimonio afectado por proyectos de obras de diversa índole, se realiza la caracterización geológica y geomorfológica de la misma para identificar diferentes categorías físicas que pueden tener implicaciones arqueológicas de cara a definir las estrategias de la prospección. Tras la localización de las zonas con vestigios arqueológicos en superficie se llevará a cabo su caracterización geológica y geomorfológica y se interpretarán geoarqueológicamente, determinando si su posición es primaria o secundaria, evaluándose la intensidad de los procesos postdeposicionales.

El último nivel de interpretación se refiere al análisis territorial, que permitirá la realización de un análisis sincrónico y diacrónico, espacial y secuencial, que conducirá a una interpretación en términos geoarqueológicos e históricos del área prospectada.

La aplicación de la Geoarqueología a una excavación arqueológica parte de la realización de un estudio geológico de detalle del yacimiento con el objetivo de determinar el área más indicada para efectuar la excavación, cartografiándose su entorno para conocer el contexto paisajístico. Durante el transcurso de la excavación se realizará un control geológico continuo del proceso de recuperación de los datos del registro arqueológico, mediante la descripción litoestratigráfica de la secuencia o secuencias obtenidas, muestreándose los diferentes cortes. A partir de estos datos se identificarán los procesos de formación y transformación del registro arqueológico, identificándose los medios sedimentarios y por tanto la génesis del yacimiento. Todos estos datos unidos a los estrictamente arqueológicos permitirán la obtención de la secuencia estratigráfica del yacimiento. Además, se observarán los cambios que se produzcan en la horizontal, hecho este que no es posible si el geoarqueólogo no está presente durante todo el proceso de excavación. Finalmente se realizará un análisis geológico de los datos obtenidos en el propio yacimiento, al que se unirán los procedentes de los análisis de laboratorio, arqueológicos y arqueométricos. Todo ello conducirá a la obtención de un modelo geoarqueológico del yacimiento que explique su génesis y posterior evolución y que permita definir los criterios para la óptima conservación del mismo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BORJA BARRERA, F. (1993): Formaciones Superficiales Antrópicas: Aportaciones al estudio del proceso holoceno de antropización de los sistemas naturales. *Arqueología Espacial*, 16/17, 29-39.

BUTZER, K.W. (1989): *Arqueología - una ecología del hombre: Método y teoría para un enfoque contextual*. Ediciones Bellaterra, Barcelona (1ª edición Cambridge University Press, 1982).

DAVIDSON, D.A. (1985): Geomorphology and Archaeology. En: *Archaeological Geology*, G. Rapp y J.A. Gifford (Eds.), Londres, 85-102.

DAVIDSON, D.A. y SHACKLEY, M.L. (1976): *Geo-archaeology. Earth Science and the Past*. Duckworth, Londres.

DINCAUZE, D.F. (1987): Strategies for Paleonvironmental Reconstruction in Archaeology. *Advances in Archaeological Method and Theory*, 11, 255-336.

ESTEVEZ, J. (2005): *Catástrofes en la Prehistoria*. Bellaterra Arqueología, Barcelona.

FARRAND, W.R. (2001): Sediments and Stratigraphy in Rockshelters and Caves: A personal Perspective on Principles and Pragmatics. *Geoarchaeology*, 16 (5), 537-557

GOLDBERG, P. y MACPHAIL, R.I. (2006): *Practical and Theoretical Geoarchaeology*. Blackwell Publishing, Malden - Oxford - Carlton.

HASSAN, F.A. (1985): Paleonvironments and Contemporary Archaeology: A Geoarchaeological Approach. En: *Archaeological Geology*, G. Rapp y J.A. Gifford (Eds.), Londres, 85-102.

JORDÁ PARDO, J.F. (1993): La Geoarqueología en España hoy. *Trabalhos de Antropologia e Etnologia*, 34, (3-4), 465-478.

JORDÁ PARDO, J.F. (1994): Geoarqueología y Arqueometría: Algunos resultados de su aplicación al estudio del registro arqueológico de la provincia de Zamora. *Nvmantia*, 5, 219-235.

JORDÁ PARDO, J.F. (2006): Geoarqueología y dinámica fluvial: El yacimiento protohistórico de La Aldehuela (Zamora) y las divagaciones holocenas del curso del río Duero. *Segundo Congreso de Historia de Zamora, Actas*, tomo I. Instituto de Estudios Zamoranos Florián de Ocampo, Diputación de Zamora, Zamora, 201-216.

RENFREW, C. (1976): Archaeology and the Earth Sciences. En*: Geo-archaeology. Earth Science and the Past*, D.A. Davidson y M.L. Shackley (Eds.), Duckworth, Londres, 1-8.

RENFREW, C. y BAHN, P. (1991): *Archaeology. Theories, Methods and Practice*. Thames and Hudson, Ltd., Londres.

RENFREW, C. y BAHN, P. (1993): *Aqueología: teorias, métodos y práctica*. Editorial Akal, Madrid.

SHACKLEY, M.L. (1975): *Archaeological Sediments. A survey on analytical methods*. Butterworths, Londres.

SCHIFFER, M.B. (1987): *Formation Processes of the Archaeological Record*. University of New Mexico Press, Albuquerque.

STEIN, J.K. (1987): Deposits for Archaeologist. *Advances in Archaeological Method and Theory*, 11, 337-395.

VERA TORRES, J.A. (1994): *Estratigrafía. Principios y Métodos*. Editorial Rueda, Alcorcón, 806 pp.

WOOD, W.R. y JOHNSON, D.L. (1978): A survey of disturbance processes in archaeological site formation. *Advances in Archaeological Method and Theory*, 1, Academic Press, Nueva York, 315-381.

TEMA 7. Cartografía Geológica y Geomorfológica del Cuaternario.

Ángel Martín-Serrano., *Instituto Geológico y Minero de España, IGME (Madrid)*

EL CUATERNARIO EN EL MAPA GEOLÓGICO

La representación Cuaternario en un mapa, está obviamente ligado a la propia representación del resto del registro geológico. Lo habitual es que dicha representación se ha realizado en el seno de los mismos constituyendo tan solo una parte de su totalidad. Las primeras contribuciones cartográficas, en el siglo XIX, de alguna forma ya hacen referencia a él. En España, Guillermo Shulz, en 1834 y 1857, ya incluye los términos aluvial y diluvial, conceptos que continúan en uso hasta prácticamente mediados del siglo XX, aunque cuando comienza la primera serie del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 en 1927 con la publicación de su primera hoja, Alcalá de Henares, el Cuaternario ya está representado por el Pleistoceno y el Holoceno. Sin embargo, a lo largo de esta incompleta cartografía sistemática del IGME, la geología del Cuaternario siempre tiene una representación muy exigua.

Durante el desarrollo de la segunda serie del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (MAGNA), comenzada en torno a 1970, el Cuaternario fue inicialmente también escasa y desigual, siendo olvidado su tratamiento en la mayoría de los casos. Sin embargo, para su tratamiento cartográfico correcto, el Modelo de Hoja que explica la elaboración de esta cartografía geológica se preocupa de la representación del Cuaternario de manera específica: en la Leyenda (con un tipo de distribución particular para la integración de un gran número de unidades), Simbología y un capítulo en el apartado de Estratigrafía de la Memoria. El primer tercio del desarrollo del programa cartográfico, produce algunos mapas con una pormenorizada y excelente cartografía del Cuaternario. Pero no es lo habitual. La creciente preocupación de la Sociedad por los problemas derivados de la ocupación del territorio como consecuencia de la expansión demográfica produce un cambio de actitud hacia la geología más reciente a finales de la década de los setenta del siglo XX.

EL CUATERNARIO A TRAVÉS DEL MAPA GEOMORFOLÓGICO

La representación cartográfica del Cuaternario está y ha estado muy ligada al Mapa Geomorfológico. Este es el motivo por lo que su desarrollo está ligado al de dicho mapa. Aunque existen precedentes extranjeros, este tipo de cartografía se inicia en España sobre 1960, desde la Universidad. Es dos décadas después cuando los mapas geomorfológicos desbordan el ámbito estrictamente universitario. La ordenación territorial, el medio ambiente y, más recientemente los riesgos geológicos, hacen necesaria este tipo de cartografía. El IGME incorpora al MAGNA, un tratamiento específico para la geología reciente, lo que obviamente involucra al Cuaternario: un mapa Geomorfológico y un Mapa de Formaciones Superficiales, ambos publicados como esquemas a escala 1:100.000, y con sendos capítulos explicativos. Su realización fue muy beneficiosa para la representación cuaternaria en el propio Mapa Geológico.

Es indudable que ciñéndonos al Cuaternario, éste está plenamente representado en estos mapas, pues la morfología de un territorio es en gran parte fruto de la actividad gelógica más reciente, y las formaciones superficiales, salvo casos muy específicos están constituidas por materiales de edad cuaternaria.

El Mapa Geomorfológico propuesto actualmente por el IGME, aglutina los dos mapas anteriores, aunque elimina parte de la información de carácter aplicado volcada en le mapa de formaciones superficiales. El Mapa Geomorfológico se presenta con dos mapas derivados adscritos a el Procesos Activos y de Unidades Geomorfológicas. Se trata de una información cartográfica con datos morfométricos, morfográficos, mofogenéticos, morfocronológicos y morfoestruturales. El Mapa Geomorfológico propiamente dicho, presenta información: topografica, litológica (dominios geológicos y asociaciones litológicas) y geomorfológica. Esta última tiene básicamente una organización genética que incluye tanto a las formas como a las formaciones superficiales. Todos los elementos gráficos del mapa se expresan mediante áreas coloreadas o tramas y símbolos lineales y puntuales.

La explicación del mapa consta de cuatro módulos: una *tabla* de situación cronológica y genética, con la descripción litológica de las formaciones superficiales, una relación de símbolos, y los dominios morfoestructurales y litología del substrato. La ventana central se completa con un esquema morfoestructural regional, otro de unidades morfogenéticas, un bloque diagrama y unos cortes.

EL CARÁCTER APLICADO DE LA GEOLOGÍA CUATERNARIA

La ocupación del territorio se asienta fundamentalmente sobre el registro geológico más reciente, el que está ligado a los ríos y la costa. Es por eso que el estudio del Cuaternario cobra una importancia capital, y más aún el estudio de la actividad geológica actual. De ahí la importancia de poder disponer de un tipo de cartografía específica para ello, de ahí la previsión de un Mapa de Procesos Activos.

Se trata de un inventario cartográfico específico y detallado de zonas o puntos de actividad geodinámica, representados mediante una simbología fundamentalmente heredada del Mapa Geomorfológico. Los fenómenos, valorados según rangos de actividad, son debidos a actividad sísmica, geotectónica, actividad volcánica, movimientos de ladera, erosión, inundaciones y procesos de sedimentación asociados, procesos asociados y de carácter antrópogénico. La ventana central está acompañada por un mapa de localización geográfica, un esquema climático regional, un esquema de actividad sísmica y un mapa de pendientes.

El Mapa de Unidades Geomorfológicos, no es un mapa específicamente relacionado con el Cuaternario, pero si se trata de una cartografía sintética que aglutina muchos aspectos de él. El Mapa de Unidades Geomorfológicos es una cartografía simple de unidades territoriales a la que se asocia una base de datos con la intención de simplificar el número de elementos gráficos para que resulten sencillos de interpretar y puedan ser integrados y manipulados en un SIG. El objetivo es suministrar al usuario información relevante y suficiente para la resolución de diversos problemas prácticos.

Los mapas anteriores, aún presentando una información básicamente analítica sin selección previa de contenido, tienen una aplicación práctica relativamente inmediata, y su contenido deriva en su mayor parte de la información que nos proporciona el estudio del registro geológico del Cuaternario. Pueden ser importantes para investigaciones científicas, geológicas y geomorfológicas, pero además son especialmente útiles en temas de impacto ambiental, hidrología e hidrogeología, ingeniería civil, agricultura y suelos, erosión y desertificación, conservación del medio natural y planificación territorial del mapa geológico del que derivan, para ayudar a resolver los problemas que hoy día se plantean con el uso, la gestión del territorio.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

IGME. (1978). *Mapa Geológico Nacional escala 1:50.000. Modelo de Hoja.* Inédito.

Martín-Serrano, A., Salazar Rincón, A., Nozal Martín, F. y Suárez Rodríguez, A. (2004). *Mapa Geomorfológico de España: Guía para su elaboración*. IGME, Madrid, 128 pp.

Martín-Serrano, A., Salazar Rincón, A., Nozal Martín, F. y Suárez Rodríguez, A. (2004). *Mapa Geomorfológico deEspaña: Guía para su elaboración*. IGME, Madrid, 128 pp.

Salazar Rincón, A. y Martín-Serrano, A. (1998). La cartografía geomorfológica en el Plan Nacional de Cartografía Temática Ambiental: Metodología. En: Gómez Ortiz, A. y Salvador Franch, F. (ed), *Investigaciones recientes de la Geomorfología Española: Aportaciones a la V Reunión Nacional de Geomorfología*. Servei de Gestió i Evolució del Paisatge (UB), Barcelona, 669-675.

Salazar, A., Martín-Serrano, A., Nozal, F. y Suárez, A. 2004. Los procesos geodinámicos activos en la cartografía geomorfológica a escala 1:50.000 del IGME. En: Benito, G. y Díez Herrero, A. (Ed) *Contibruciones recientes sobre Geomorfología*. Sociedad Española de Geomorfología-Centro de Ciencias Medioambientales (CSIC), Madrid. 31-39.

BLOQUE TEMÁTICO I I

CAMBIO CLIMÁTICO DURANTE EL CUATERNARIO: REGISTRO, MÉTODOS y APLICACIONES

PRIMER CURSO AEQUA SOBRE CUATERNARIO

Martes, 19 de junio de 2007

8. Evolución de valles fluviales en la Península Ibérica y su correlación con los cambios climáticos cuaternarios	**Pablo G. Silva.** *Universidad de Salamanca.*
9. Suelos y paleosuelos como indicadores paleoambientales	**Elvira Roquero.** *Universidad Politécnica de Madrid (Madrid)*
10. El registro del cambio climático en secuencias polínicas	**Blanca Ruiz Zapata.** *Universidad Alcalá de Henares (Madrid).*
11. El registro del cambio climático en secuencias kársticas	**Juan Vázquez Navarro.** *Instituto Geológico y Minero de España, IGME (Madrid)*
12. Registro del cambio climático en cuencas marinas: micro y macropaloentología	**Juan Usera,** *Universidad de Valencia.*
13. El registro del cambio climático en sistemas de montaña: Glaciarismo en la Península Ibérica	**Carlos Martí Bono.** *Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC (Zaragoza).*
14. El registro del cambio climático en secuencias lacustres	**Ana Moreno Caballud.** *Limnological Research Center, University of Minnesota (USA)*

TEMA 8. Evolución de valles fluviales en la Península Ibérica y su correlación con los cambios climáticos cuaternarios.

Pablo G. Silva. *Universidad de Salamanca.*

Los valles fluviales constituyen los elementos más característicos de la geomorfología en el interior de los continentes. Todos ellos se han formado como consecuencia de la acción erosiva de las aguas superficiales, que en cabecera han sido repetidamente entallados por el desarrollo de sistemas glaciares, mientras que sus desembocaduras han sido esculpidas por repetidas subidas y bajadas del nivel del mar durante los distintos episodios glaciares o fríos ocurridos desde hace 2,58 M.a. Ambos procesos ocupación glaciar y subidas y bajadas del nivel del mar se encuentran directamente relacionados con la alternancia de episodios glaciares o fríos, e interglaciares o cálidos, a lo largo del Cuaternario y son los directos responsables del desarrollo de sistemas de terrazas fluviales en los valles.

ASCENSOS Y DESCENSOS DEL NIVEL DE BASE DE LOS SISTEMAS FLUVIALES.

A nivel global se el análisis de estadios isotópicos en sondeos marinos, lacustres y de hielo contabilizan una sucesión de hasta 104 alternancias frio/cálido durante los últimos 2.58 M.a. Está fecha coincide con la Base del Piso Gelasiense (Inversión Paleomagnética Gauss-Matuyama) hasta la cual se propone recientemente extender el Periodo Cuaternario, ya que es cuando comienzan a hacerse patente los primeros “episodios climáticos” frios que anteceden a los grandes episodios glaciares cuaternarios.

En cada episodio glaciar se produce una alteración relevante del “Ciclo hidrológico”, ya que el agua que se evapora de los océanos retorna en forma de nieve sobre las zonas polares y continentales de elevada latitud o altitud, donde se acumula en forma de hielo. Por tanto esta agua no retorna a los océanos que se ven progresivamente vaciados, ocasionando bruscas bajadas del nivel mar, que en la mayor parte de los casos se han materializado en menos de 100 – 80 ka. La última bajada importante del nivel del mar tuvo su punto álgido durante el *último Máximo Glaciar*, hace 18.000 años B.P., cuando el nivel medio de los océanos se situó 120 metros por debajo del actual. Posteriormente durante los episodios interglaciares cálidos, el agua acumulada en los sistemas glaciares, se funde progresivamente volviendo a rellenar los océanos en periodos temporales mucho más cortos de entre 10-20 ka. La última subida del nivel del mar corresponde a la del presente periodo interglaciar (Holoceno) que tuvo su máximo hace unos 6.500 años B.P (Máximo Flandriense) cuando el nivel del mar se situó a +1 metro por encima del actual. Con anterioridad durante el Último interglaciar (127 – 90 ka) el nivel del mar se situó a un máximo de +6m.

En la historia pre-cuaternaria han existido variaciones del nivel de base mucho más importantes durante el Plioceno Superior. Así, las curvas clásicas del nivel del mar (Haq et al., 1987) asumen un nivel del mar Plioceno a +71 m por encima del actual, que asumen la total deglaciación de la Antártida. Esta comenzó hace unos 3 M.a. (Rudimman, 2000; Ingolfsson, 2004) y se mantuvo hasta hace 2.58 M.a. hasta el primer episodio frío que marca el inicio de los ciclos glaciares cuaternarios (Pre-tigliense). La historia posterior, durante el Plioceno Superior, registra una progresiva disminución del nivel del Mar hasta cotas similares a la actual, que se alcanzaría al final del primer episodio verdaderamente glaciar (Tigliense) entre 1,9 y 1,7 M.a. al comienzo del Periodo Cuaternario. Los episodios glaciares clásicamente cuaternarios, que implican descensos del nivel del mar decenas de metros por debajo de su nivel actual no comienzan verdaderamente hasta hace unos 1,2 M.a., siendo el máximo de la Glaciación Günz, (0,9-0,88 M.a) cuando se podría haber registrado un descenso que ya superara la centena de metros por debajo del actual. A nivel local, existe otro episodio anterior que afectó significativamente a la vertiente mediterránea de la Península Ibérica entre hace 5,6 y 5,2 M.a. identificado como la crisis de salinidad del Mediterraneo Mesiniense. Este episodio, todavía mal entendido y sujeto a un fuerte debate, ocasionó la práctica desecación del Mediterráneo originando una fulgurante bajada del nivel de base de hasta un máximo de 1500 metros en su sector más oriental (Gargiani y Riolet, 2007). No obstante en los sectores más próximos a la Península los datos más recientes justifican un descenso del nivel del mar entorno a los 500 y los 70 metros (Loget et al., 2006).

Esta serie de importantes subidas y bajadas del nivel del mar que anteceden al Cuaternario fueron las responsables de el labrado de los importantes cañones fluviales que finalmente capturaron, por erosión

remontante las antiguas cuencas lacustres o fluvio-palustres neógenas del Ebro, Duero, Tajo y Guadiana, y dieron lugar a la actual organización del drenaje en la Península Ibérica.

LAS SUPERFICIES DIVISORIAS PRE-ENCAJAMIENTO Y EL DRENAJE PRECUATERNARIO.

Tradicionalmente se ha interpretado que la organización actual del drenaje es totalmente cuaternaria en función de la datación relativa de las superficies divisorias en las que se encajaron los valles. Estas corresponden a las denominadas superficies del Parámo en el interior de las Cuencas y a las superficies de piedemonte constituidas por las rañas en las zonas de zócalo o en los bordes de estas antiguas cuencas neógenas.

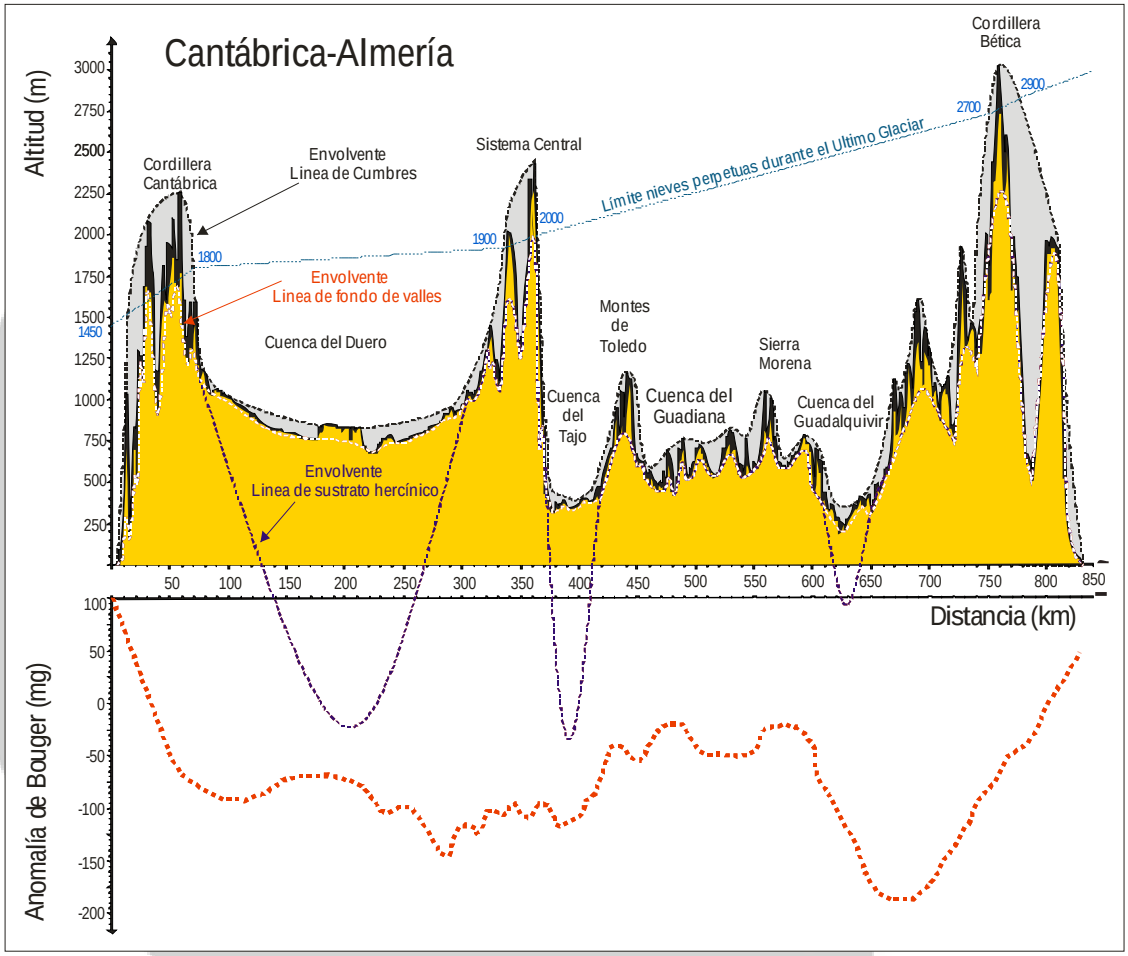


Fig. 1. Perfil Topográfico N-S desde la costa cantábrica hasta el litoral de Almería mostrando las relaciones existentes entre las líneas de cumbres, líneas de fondo de valle, envolvente del sustrato pre-neógeno y anomalías de Bouguer asociadas.

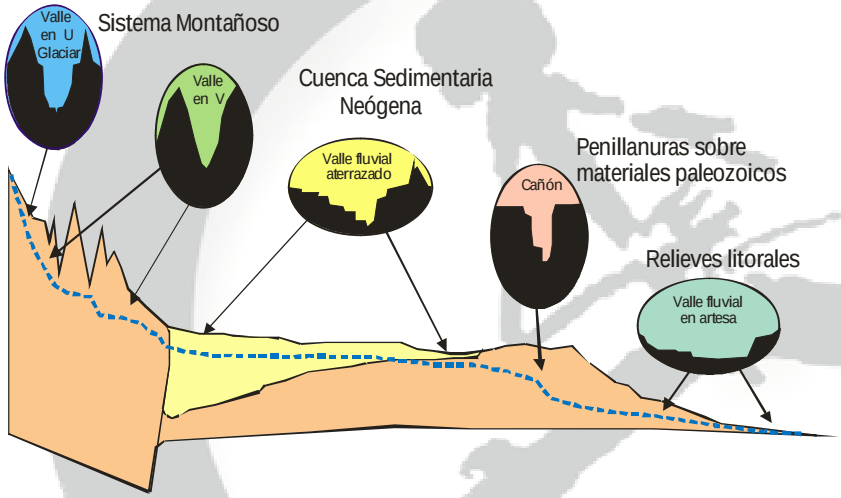
Los páramos calizos corresponden a los vestigios de antiguos centros lacustres y/o palustres en el interior de las cuencas y su culminación se produce a finales del Neógeno hace unos 5-6 M.a. (Millones de Años), aunque sus superficies terminaran de labrabarse hace unos 3 M.a. (Guitérrez Elorza et al., 2002). En la actualidad constituyen cerros testigos, Mesas y Mesetas desarrolladas, en mayor o menor extensión, a lo largo de los grandes interfluvios peninsulares que se encuentran entre +200 -220 m sobre los cursos fluviales actuales

Las rañas constituian amplios sistemas de abanicos aluviales coalescentes desarrollados al pié de los sistemas montañosos que flanqueaban las antiguas cuencas neógenas, formados principalmente por conglomerados de cuarcita empastados por una matriz arcillosa, que soportan importantes suelos rojos fersialíticos. Estos testifican el carácter quasi-tropical de los climas reinantes en el interior de la Península hasta hace aproximadamente 2.5 – 2.0 M.a. que es cuando culmina la formación de estas superficies de Piedemonte en las zonas marginales de las antiguas cuencas neógenas. Así pues las rañas se interpretan

como el final del relleno neógeno de las antiguas cuencas y el comienzo de su vaciado, ya que de hecho los primeros niveles de terrazas fluviales se encuentran ligeramente encajados en ellas (Martín Serrano, 1991). En la actualidad aparecen como superficies de geometría palmeada que se sitúan a +200 – 180 m en los interfluvios de borde de cuenca.

Las rañas y páramos calizos testifican que la erosión fluvial en el interior de las cuencas neógenas comenzó entre hace unos 3 y 2,6 M.a, está última fecha corresponde a la única datación relativa que se dispone de la superficie de la raña (Cuenca de Madrid) que la sitúa en el Chron Matuyama (Guitérrez Elorza et al., 2002). No obstante, algunas cuencas ya disponían de sus propios sistemas de drenaje internos que se habían elaborado a favor de relieves intracuencales generados por procesos tectónicos e isostáticos entre hace unos 10 y 3 M.a. (Alonso Zarza et al., 2002; García Castellanos et al., 2003; De Vicente et al., 2007). Por otro lado, hay que ser conscientes que los sistemas montañosos que limitan y alimentaron el relleno sedimentario de todas las cuencas neógenas disponían de un drenaje propio, que comenzó ha formarse hace más de 50 M.a., que tan solo ha sido retocado y ahondado durante el Cuaternario.

EL ENSAMBLAJE DE VALLES PRE-CUATERNARIOS Y CUATERNARIOS Y LA ORGANIZACIÓN DEL DRENAJE ACTUAL.



Los grandes valles fluviales de la Península ibérica son el resultado del ensamblaje de diferentes valles generados durante diferentes periodos geológicos. Así en las zonas de cabecera tenemos valles muy encajados, con diferencias de relieve entre las líneas de cumbre y fondos de valle de hasta 900-1000 metros que se elaboraron durante la generación y relleno de las grandes cuencas neógenas, a lo largo de más de 50 M.a. Todos ellos tienen perfiles clásicos en V muy marcados, tan solo fueron retocados por los glaciares cuaternarios en sus partes de mayor altitud generando los típicos valles en U. Por otro lado, tenemos los grandes cañones fluviales (como Los Arribes en el Duero) elaborados sobre las penillanuras, relieves apalachianos y jurásicos, que aunque puedan tener una historia mucho mas larga, que quizá alcance al final del Mesozoico, su reactivación y penetración remontante se vio acelerada por las drásticas variaciones del nivel del mar que tuvieron lugar desde hace 3 M.a. en la Vertiente Atlántica y por la crisis Mesiniense en el Mediterráneo (5,6 - 5,20 Ma). No obstante modelos topográficos numéricos indican que algunas de las cuencas neógenas ya fueron capturadas con anterioridad, entre 13 – 8,5 M.a., como en el caso del Ebro (García Castellanos et al., 2003). Por último, estos dos tipos de valles se ensamblaron mediante la generación de los valles fluviales en el interior de las cuencas neógenas, que registran un vaciado de no más de 300 metros y en los que se desarrollaron los sistemas de terrazas más característicos de la Península Ibérica. El acoplamiento de todos estos valles fue facilitados por un importante proceso de erosión remontante de la red fluvial periférica y un proceso de erosión progradante que se verificó en los sistemas de piedemonte de borde de cuenca (rañas), dando lugar al encajmiento distal y formación de grandes trincheras de abanicos en las que se instalaron los primeros sistemas de terraza fluviales, en la actualidad los más altos (los *"rañizos"* de Hernández Pacheco, 1954).

LOS SISTEMAS DE TERRAZAS FLUVIALES y SU CRONOLOGÍA.

El Interior de las cuencas neógenas posee el más rico y variado repertorio de niveles fluviales que existe en Europa, ya que la Península Ibérica se vio libre de los grandes mantos glaciares que la cubrieron y tiene la extensión suficiente, no como ocurre en las otras zonas peninsulares europeas de Italia y Grecia. El número máximo de niveles fluviales se registra en el río Henares con 22 niveles que se desarrollan entre los +210-212 m y los +4-5 m de las terrazas más bajas. El Jarama posee 21 niveles de terraza. El resto de sistemas fluviales peninsulares, incluyendo el propio río Tajo poseen un número de terrazas comprendido

entre los 10 y 15 niveles, siendo los más altos en el interior de las cuencas los situados entre los +120 y +160 m.

Con alguna excepción, los niveles situados a más de 160 m se sitúan encajados en las rañas u otros sistemas de piedemonte y están generalmente ausentes en el centro de las cuencas. Estos son los que corresponderían con las antiguas trincheras de abanico que se formaron por encajamiento distal y erosión progradante. Espectaculares ejemplos se encuentran en la Raña de Mesones (Río Jarama) y Raña de Guardo (Río Carrión). Todos ellos corresponden a sistemas de terrazas generalmente encajadas – escalonadas. Los niveles de terraza comprendidos entre los +160 y +60 m, también presentan un dispositivo de encajamiento y potencias que no suelen exceder los 4-5 m. No obstante existen importantes ejemplos de engrosamiento y superposición (con potencias de más de 10-15m) en los valles del Tajo y Ebro, como consecuencia de la intercepción por parte del nivel de base local de los depósitos evaporíticos neógenos (yesos y margas yesíferas) que se encuentran en centro de cuenca. Los niveles fluviales inferiores, por debajo de los 60 m, poseen una estratigrafía y geomorfología muy compleja donde según las zonas, y los diferentes tramos del valle, han alternado procesos de encajamiento, solapamiento, y superposición. En estos niveles se registra un importante proceso de reelaboración y redigestión de los propios niveles fluviales que complica su interpretación cronológica.

Los datos cronológicos referentes a los niveles fluviales situados por encima de los +60 m son prácticamente inexistentes y su datación relativa se basa fundamentalmente en métodos paleomagnéticos. Así tradicionalmente se considera que los niveles situados por encima de +60 m son Pleistoceno inferior, ya que todas las determinaciones realizadas (Ebro y Tajo) dan polaridades inversas adscritas al Chron Matuyama (2,58 – 0,78 M.a.). No obstante ya hay algunos autores que sitúan los niveles de terraza situados por encima de los +100-120 m en el Plioceno Superior o Gelasiense. Tradicionalmente se considera que todas las terrazas situadas entre +60 y +18-20 m pertenecen al Pleistoceno Medio (780 – 127 k.a.), los situados por debajo de ellos al Pleistoceno superior, y solo los niveles fluviales más bajos (+4-5 m) y las llanuras de inundación actuales al Holoceno. Estas determinaciones cronológicas se basan en los contenidos faunísticos y líticos de estos niveles de terraza, que comienzan a ser especialmente abundantes y problemáticos a partir de los niveles de +30 m. No obstante, determinaciones cronológicas TL y OSL realizadas recientemente en niveles fluviales de los ríos Guadalupe, Cinca, Guadalquivir, Manzanares y Tajo (Portugal) nos indican que los niveles basales de las terrazas situadas a +34 -18 m arrojan edades entre 115 y 67 ka. Esas mismas determinaciones OSL indican que las superficies de niveles de terraza situados entre +25 – 18 m arrojan edades comprendidas entre los 50 y 30 ka. Estas coincidencias de datos, en sistemas fluviales tan distantes e independientes entre sí, hacen que se pueda replantear la cronología clásica incluyendo en el Pleistoceno Superior los niveles de terraza situados, al menos, a partir de los +25 m de altura relativa.

En cualquier caso el análisis de los valles fluviales debe de incluir un análisis tridimensional de los mismos que conlleve la caracterización de los perfiles clásicos de terrazas fluviales (transversales al valle), la caracterización geométrica de las terrazas en si mismo (dispositivos de acoplamiento) y el análisis de los perfiles longitudinales de las terrazas. Este último punto es crítico, ya que el análisis de un valle debe hacerse integralmente, ensamblando a lo largo de toda su longitud la continuidad y/o discontinuidad de los sistemas de terraza que lo constituyen. La presencia de escalones de erosión remontante, fenómenos de subsidencia (evaporíticos o kársticos), la propia naturaleza del sustrato (erosión diferencial), la actividad neotectónica y procesos isostáticos a escala de cuenca o de margen continental, pueden alterar notablemente las secuencias altitudinales de los niveles de terraza. Por otro lado debemos de ser conscientes que las ondas de erosión remontante generadas por las diferentes bajadas del nivel del mar durante los últimos 2,58 M.a. no han tenido ni la misma amplitud, ni el mismo poder de penetración, o longitud de onda. En la mayor parte de los casos (Ebro, Duero y Tajo) los sistemas de terraza mejor conservados los tenemos a más de 500 km de las desembocaduras actuales de los ríos. Para que, por ejemplo la bajada del nivel del mar de 120 m registrada durante el último máximo glaciar alcanzara las cuencas del Duero o del Tajo, la onda erosiva remontante tendría que haber viajado a una velocidad de alrededor de 100 m/año.

Otros procesos, como los de elevación tectónica o isostática en zonas continentales ejercen el mismo efecto sobre los cursos fluviales que las bajadas de nivel de base de origen eustático (climático). La conjugación de todos estos procesos, eustáticos, isostáticos y tectónicos son los que han conformado la organización y estructura de los valles fluviales que observamos en la actualidad mediante un complicado forcejeo entre los procesos de erosión remomtante, progradante y sedimentación fluvial.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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

Brocklehurst, S.H., Whipple, K.W., 2002. Glacial erosion and relief production in the Eastern Sierra Nevada, California. Geomorphology, 42, 1-24.

Burbank, D.W., Andersson, R.S., 2001. Tectonic Geomorphology. Blackwell, 224 pp.

Gargani, J., Rigollet, C. 2007. Mediterranean Sea level variations during the Messinian salinity crisis. Geophysical Research Letters, 34, L10405,

De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz Martin, Silva, P.G., Andriessen, P., Cloetingh, A., González Casado, J.M., Alvarez, J. y Olaiz, A. 2007. Cenozoic thick-skinned deformation and topographic evolution of the Spanish Central System. Earth and Planetary Science Letteres. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.11.042

Loget, N., Davy, P., Van Den Driessche J., 2006. Mesoscale fluvial erosion parameters deduced from modeling the Mediterranean sea level drop during the Messinian (late Miocene). JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, 111, F03005.

Garcia-Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar-Escribano, J., Cloetingh, S., 2003. Interplay between tectonics, climate and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). Journal of Geophysical Research 108 (B7), 2347–2364.

Gutierrez Elorza, M. García-Ruíz, J.M., Goy, J.L., Gracia, J., Gutiérrez Santaolalla, F., Martí, C., Martín Serrano, A., Pérez González, A., Zazo, C., Aguirre, E., 2002. The Quaternary. En: The Geology of Spain (Gibbons, W., Moreno, T., Eds.). The Geological Society of London, pp. 336 – 366.

Haq, B.U., Handernbol, J., Wail, P.R., 1987. The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. Science, 235, 1156-1167.

Hernández Pacheco, E., 1956. Fisiografía del Solar Hispano. Real Academian de Ciencias Físicas, Exáctas y Naturales, Madrid. (dos volúmenes). 785 pp.

Ingólfsson, O, 2004. Quaternary glacial and climate history of Antarctica. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.), Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part III. Elsevier, Amsterdam, pp. 3-43.

Menéndez, I., Silva, P.G., Martín Betancor, M., Pérez Torrado, F.J., Guillou, H., Scaillet, S., 2007. Fluvial dissection, isostatic uplift, and geomorphological evolution of volcanic islands (Gran Canaria, Canary Islands, Spain). Geomorphology. (en prensa).

Merrits, D.J., Vincent, K.R., Whol, E.E., 1994. Long river profiles, tectonism and eustasy: a guide to interpreting fluvial terraces. Journal of Geophysical research, 99. 14031 – 14050.

Montgomery, D.R., 1994. Valley incisión and the uplift of mountain peaks. Journal of Geophysical Research, 99 B7, 13913-13921.

Rudimman, W. F. 2000. Earth's Climate: past and future. W.H. Freeman and Co. New York, 465 pp.

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

Silva, P.G., Audemard, F., Mather, A.E. (Eds.) 2007. Impact of active tectonics and uplift on fluvial landscapes and drainage development . Spec. Issue Geomorphology (en prensa)

Summerfield, M.A. 2000. Geomorphology and Global Tectonics. John Wiley & Sons, West Sussex, England, pp. 77 - 105.

Whipple, K.X., Kirby, E., Brocklehurst, S. H., 1999. Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic reliefs. Nature, 401, 39-43.

TEMA 9. Suelos y paleosuelos como indicadores paleoambientales.

Elvira Roquero. *Universidad Politécnica de Madrid (Madrid)*

SOBRE EL CONCEPTO DE PALEOSUELO

En un contexto amplio se consideran paleosuelos a aquellos suelos que pueden aparecer intercalados en secuencias sedimentarias y por tanto pueden adquirir una cierta connotación cronoestratigráfica. Se integran en este sentido en el ámbito del estudio de las paleoalteraciones cuyas principales implicaciones en la evolución del relieve se derivan de la posibilidad de comparación de formas, sedimentos y alteraciones como campo de la correlación con los distintos elementos geomorfológicos.

En un contexto más restringido los paleosuelos son suelos formados en tiempos pretéritos y como tales, son testigos de unas condiciones pasadas que pueden ser diferentes a las actuales. En este sentido, los paisajes (relieves) y suelos del pasado están íntimamente relacionados con otros procesos y climas, que pueden no tener nada que ver con las condiciones actuales

Existe una cierta controversi acerca del término paleosuelo, desde los acérrimos defensores que consideran exclusivamente a los suelos enterrados a otros como Buurman, que son partidarios de una mayor flexibilidad.

Considerar exclusivamente a los paleosuelos enterrados, excluiría a aquellos que apareciendo en superficie o próximos a ella, muestran unos marcados rasgos de vejez (sería el caso de los Ultisoles desarrollados sobre los niveles de raña, o muchos de los suelos desarrollados sobre los niveles de terraza pleistocenos de los grandes ríos españoles) y que son indiscutiblemente el resultado de unas condiciones ambientales que nada tienen que ver con las actuales.

En este sentido, estos paleosuelos pueden ser considerados como suelos relictos, o, en ocasiones, algunos de ellos son antiguos paleosuelos enterrados y posteriormente exhumados. Evidencian eso sí, el carácter poligenético de sus perfiles al haber estado sometidos a más de un ciclo edafogenético

Esta misma controversia tambien existe en cuanto a la clasificación de los paleosuelos, que no refleja otra cosa más que la dificultad de obtenerla. ¿Debe hacerse de acuerdo a las propiedades objetivas? ¿Se conservan siempre éstas? ¿Y si estuvieran afectados por la diagénesis?. A pesar de estos problemas existen intentos de clasificación que consideran diferentes criterios.

La evolución de los suelos refleja una interacción muy compleja entre los procesos biosféricos, litosféricos, hidrosféricos y atmosféricos, lo que demuestra la naturaleza compleja inherente a los suelos que están formados por una fase sólida, líquida, y gaseosa.

LOS PALEOSUELOS COMO INDICADORES PALEOCLIMÁTICOS Y PALEOAMBIENTALES

El uso de los paleosuelos como indicadores paleoclimáticos ha sido abordado en numerosos estudios. Así, determinadas propiedades como el grado e intensidad de rubefacción ha sido utilizado de forma generalizada bien como criterio de evolución y vejez del suelo, bien como criterio paleoclimático, o, la presencia de acumulaciones y cementaciones calizas como indicadores de acidificación climática, a pesar, de la problemática en la interpretación por la facilidad de superposición de procesos de redisolución y reprecipitación.

Los suelos en sí mismos no pueden reflejar cambios ambientales nada más que a grandes rasgos, sin embargo, existen un conjunto de técnicas y métodos de estudio que aportan información válida que, analizada conjuntamente con otras fuentes de datos permiten con un buen grado de aproximación al conocimiento de la evolución paleoambiental.

Las principales fuentes de datos son:

1. Morfología de los Suelos: *es la fuente básica de información. Las propiedades aportan la información sobre los procesos, la acumulación de determinados componentes, la presencia de segregaciones de hierro…*

2. Micromorfología: *es la técnica de interpretación de los rasgos que los suelos presentan a nivel microscópico. Es esencial para determinar la presencia de más de un ciclo edafogenético, identificar rasgos relictos ….*

3. Mineralogía: *son especialmente interesantes la mineralogía de arcillas y los óxidos de hierro. Las primeras pueden ser consideradas como buenos indicadores de las condiciones predominantes en el perfil del suelo, aunque no forzosamente de tipo paleoclimático, a veces, reflejan el grado de drenaje externo del perfil. Los segundos, tienen una mayor significación paleoambiental, aunque deben ser corroborada con más datos*

4. Propiedades magnéticas: *la susceptibilidad magnética está asociada tanto a la presencia de minerales fuertemente magnéticos, como al tamaño de grano, de ahí que se incremente con la edafogénesis aunque no con la misma intensidad en todos los casos. La significación paleoclimática de la susceptibilidad magnética es todavía controvertida, no es capaz de registrar algunas evidencias climáticas que sin embargo documentan bien otros métodos como los indicadores edafogenéticos*.

5. Los datos isotópicos: *Los suelos se forman en la interfase entre la atmósfera y la corteza continental, por lo que los delta* ∂O^{18} *de los minerales formados en los suelos pueden registrar el* ∂O^{18} *de la precipitación y ser un indicador climático de ambientes continentales. Este método se ha utilizado con éxito en la calcita y con mayor dificultad en minerales de la arcilla.*

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Boardman, J. (Ed) (1985). *Soils and Quaternary Landscape Evolution*. Ed. John Wiley and Sons

Bronger , A.; Catt, J.A (1989). *Paleopedology: Nature and Apliccation of Paleosols*. **Catena Suppl**. 16. Catena Verlag.

Bronger, A.; Winter, R.; Sedov, S. (1998). *Weathering and clay mineral formation in two Holocene soils and in buried paleosols in Tadjikistan: towards a Quaternary paleoclimatic record in Central Asia.* **Catena** 34, 1-2, 19-34

Dworkin, S.I.; Nordt, L., Atchley, S. (2005). *Determining terrestrial paleotemperatures using the oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate*. **Earth and Planetary Science Letters**, 237, 1-2, 56-68.

Gaojun, L.; Sheng, X.; Chen, J.; Yang, J.; Chen, Y.(2007). *Oxigen isotope record of paleoenvironmental in authigenica carbonates of Chinese loess-paleosol sequences and its paleoclimatic significance*. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 245, 3-4, 551-559.

Gylesjö, S.; Arnold, E. (2006). *Clay mineralogy of a red clay-loess sequence from LIngtai, the Chinese Loess Plateau*. **Global and Planetary Change**, 51, 3-4, 181-194.

Kemp, R.A. (1998). *Role of micromorphology in Palaeopedological Research*. (1998). **Quaternary International**, 51/52, 133-141.

Maher, B.A. (1998). Magnetic propertis of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,** 137, 25-54.

Sangode, S.J.; Bloemendal, J. (2004). *Pedogenic transformation of magnetic minerals in Plio-Pleistocene palaeosols of the Siwalik Group, NW Himalaya, India*. . **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 212, 95-118

Sedov, S., Solleiro-Rebolledo, E.; Morales-Puente, P.; Arias Herreía, Vallejo Gómez, E. Jasso Castañeda, C. (2003). *Mineral and organic components of the buried paleosols of the Nevado de Toluca, Central Mexico as indicators of palaeoenvironmentals and soil evolution*. **Quaternary International,** 106-107, 169-184.

Srivastava, P.; Kumar, A.;Parkash, A.K.; Rajak, M.K. (2007). *Paleoclimatic implications of micromorphic featrues of Quaternary paleosols of NW Himalayas and polygenetic soils of the Gangetic Plains. A comparative study*. **Catena**, 70, 2, 169-184

Stern , L.A.; Chamberlain, C.P.; Reynolds, R.C.; Johnson, G.D. (1997). *Oxigen isotope evidence of climate change from pedogenic clay minerals in the Himalayan molasse*. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Vol. 61, Nº. 4, 731-744

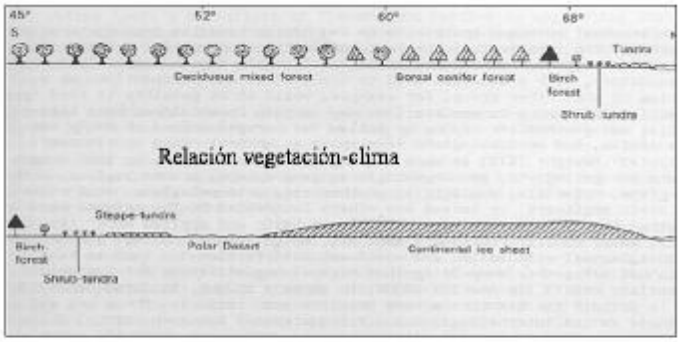
Tang, Y; Jia, Jianjye, Xiande, X.(2003). *Records of magnetics properties in Quaternary loess and its paleoclimatic significance: a brief review*. **Quaternary International**, 108, 1, 33-50

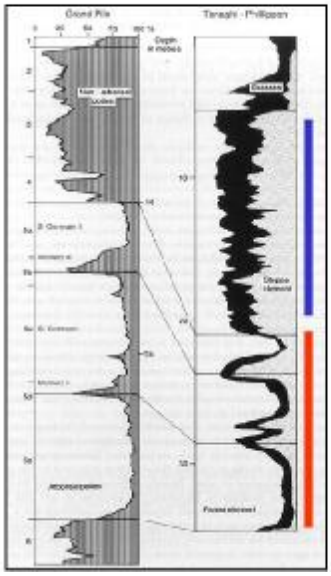
TEMA 10. El registro del cambio climático en secuencias polínicas.

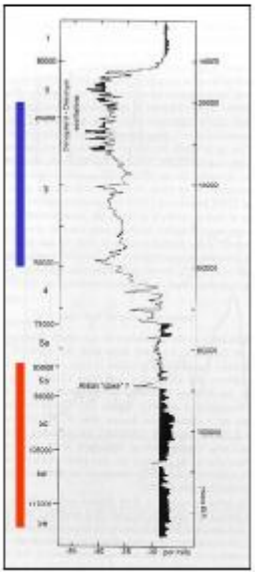
Blanca Ruiz Zapata. *Universidad Alcalá de Henares (Madrid).*

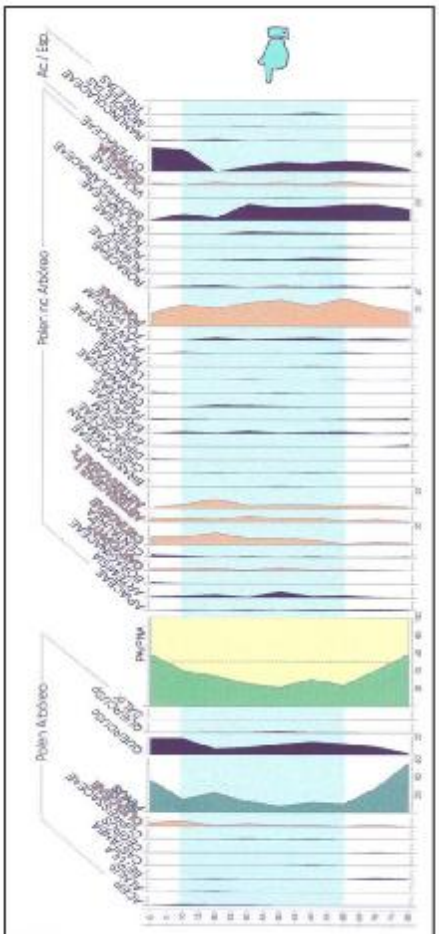
La Palinología o ciencia que estudia fundamentalmente los granos de polen y esporas, es una herramienta de gran valor a la hora de abordar los cambios climáticos en medios continentales.

El análisis del contenido polínico de un sedimento permite realizar una aproximación al paisaje vegetal existente en un área, definir los cambios observados y traducirlos en términos climáticos, ya que el clima es uno de los principales responsables del desarrollo de la vegetación.









Sin embargo la traducción de los porcentajes de polen en datos de vegetación no es directa, desde el momento que una misma planta no siempre produce el mismo número de granos de polen, ni todas las plantas polinizan por igual; por otro lado cada muestra procedente de una secuencia, está caracterizada por su propio espectro polínico (definido tanto por el total de polen arbóreo/arbustivo/herbáceo, como por las variaciones de los taxones constituyentes de cada grupo), que refleja el cómputo medio de producción a lo largo de varios años. Estos hechos que en principio invalidan la posibilidad de llevar a cabo una traducción directa, se solventan a partir del estudio de los espectros polínicos de las formaciones vegetales actuales, tanto consideradas aisladamente como formado parte de los denominados transectos (muestreos de polen actual de acuerdo a una determinada dirección); de este modo es posible establecer la relación cobertura/polen, así como el influjo del polen de las formaciones vegetales vecinas y los denominados ruidos de fondo.

Los análisis Factoriales y de Componentes Principales, son capaces de evidenciar la paridad o no de los espectros de una secuencia con los procedentes de la vegetación actual del área de estudio.

Teniendo en cuenta lo anteriormente expuesto, la sucesión de los espectros polínicos de cada muestra de una secuencia, representados a modo de Histograma (si la información polínica no es continua) o de Diagrama Polínico (información continua) pueden ser leídos como el resultado de un clima. La ubicación temporal de la secuencia polínica objeto de estudio, mediante dataciones radiométricas, hacen además viable la correlación de los datos polínicos con la curva de O-18 (Figura adjunta), como máximo exponente de la información paleoclimática.

Ante los cambios graduales del clima, la vegetación responde mediante una evolución, también gradual, hacia la instalación de formaciones forestales, en el caso de un óptimo climático, o paisajes abiertos, dominados por herbáceas si se enfrenta a un deterioro. Sin embargo es frecuente observar cambios bruscos en el desarrollo de la vegetación, que pueden ser interpretados como el resultado de cambios bruscos del clima; otras veces estos cambios, sobre todo en secuencias desarrolladas con posterioridad a los 3.000 BP, son el reflejo de la intervención del hombre, el cual mediante tala o incendio logra cambiar la configuración de la estructura del paisaje.

La detección de uno u otro, o bien la acción combinada de los dos procesos, queda definida a través de la respuesta de la propia vegetación: el hombre actúa bajo una determinada intencionalidad, ya sea agricultura o ganadería, que propicia, bien la potenciación o bien la introducción de determinados taxones, mientras que el clima actúa mediante expansión, reintroducción, reducción o desaparición.

TEMA 11. El registro del cambio climático en secuencias kársticas.

Juan Vázquez Navarro. *Instituto Geológico y Minero de España, IGME (Madrid)*

Los medios kársticos son paisajes singulares, constituidos por formas de relieve específicas, originadas por procesos de disolución y desarrollados principalmente en rocas carbonáticas. Son laboratorios excelentes para el estudio de los cambios ambiéntales del pasado, por su alto grado de sensibilidad y su gran capacidad de preservación de registros sedimentarios y formas.

EL REGISTRO PALEOCLIMÁTICO DE ESPELEOTEMAS Y TOBAS/TRAVERTINOS

Las cuevas albergan ambientes predispuestos a la conservación, a salvo de la erosión y la meteorización. El descenso de los niveles de base de las redes de drenaje, que en los valles suponen la destrucción de morfologías, en el endokarst se traduce en conductos preservados, abandonados, con sus sedimentos detríticos inalterados, que además comienzan a albergar nuevos registros (los espeleotemas, masas densas y uniformes de calcita o aragonito secundarios, precipitados por agua que circula en las cavidades).

Los espeleotemas ofrecen diferentes tipos de información paleoclimática, aunque el desarrollo de las técnicas radiométricas e isotópicas ha favorecido que en estos momentos, su vertiente como series temporales de indicadores climáticos sea la más desarrollada, potenciada y extendida.

Las características geoquímicas de los espeleotemas están influenciadas por cinco tipos de variables, que serán las que podrán ser inferidas de los proxies estudiados en el registro: la variación de los parámetros ambientales atmosféricos, los cambios en la vegetación y el suelo, las características del acuífero kárstico, el crecimiento cristalino primario del espeleotema y la alteración secundaria de dichos cristales.

El ambiente de sedimentación se suele caracterizar por una temperatura equivalente a la media anual exterior, una presión parcial de CO_2 diez veces superior a la atmosférica y una presión parcial de vapor de saturación. De este modo, estas características ambientales se encuentran a salvo de las fluctuaciones estacionales, pero se ven influenciadas por las modificaciones climáticas interanuales. Sin embargo, los trabajos más recientes persiguen la detección de oscilaciones estacionales, sobre todo a través del estudio de los elementos traza y compuestos orgánicos que se incorporan a los carbonatos secundarios, provenientes de la disolución en superficie, proporcionando más datos relacionados con las condiciones ambientales del exterior.

La extensión cronológica de los espeleotemas se remonta al Plioceno, aunque tan solo son datables con cierta precisión por el método del (U/Th) ejemplares de unos 500.000 años. Las técnicas de datación varían en función de la resolución temporal del registro. Para resoluciones pequeñas se emplean las interpretaciones geomórficas y los cambios de polaridad magnética. Para resoluciones intermedias, hasta centenas de años, los métodos radiometricos de U/Th y los perfiles de isótopos estables calibrados con curvas conocidas. Por ultimo, para resoluciones anuales y estacionales se emplean las bandas luminiscentes o visibles a luz normal, y los perfiles de elementos traza.

La estructura deposicional de los espeleotemas difiere en función del mecanismo de formación, (goteo, lamina de agua, etc). Pero suelen ofrecer un eje cronológico claro y una microestratigrafía secuencial. No obstante, hay que tener en cuenta que se producen muy frecuentemente hiatos e incluso disoluciones de carbonato secundario, que eliminan parte del registro, y que no son siempre fáciles de detectar. En líneas generales, las estalagmitas son las espeleoformas que mejor se prestan a los estudios paleoclimáticos. Su estratigrafía interna consiste en una secuencia de capas formadas por dobletes de laminas oscuras y claras que tienen en el eje central de la forma la línea temporal.

El proceso de génesis de estas formas se resume en una conocida cadena: el agua de lluvia que percola a través de los diferentes horizontes edáficos del exokarts se acidifica, disolviendo CO_2 del suelo e incorporando sustancias húmicas. Alcanza la roca madre carbonática y la disuelve, migrando a través de la misma en condiciones cercanas a la saturación. Al alcanzar una galería endokárstica, con una presión

parcial ambiental de CO_2 mucho mayor, el goteo, la pulverización o la simple circulación por las paredes de las galerias provoca la desgasifican de CO_2 del agua, alcanzando la supersaturación (Sic = +0,5) y favoreciendo la precipitación de calcita o aragonito (metaestable y 11% mas soluble).

La precipitación se produce de forma relativamente rápida, favoreciendo el crecimiento del eje C de la calcita, y formando policristales, con diferentes fábricas o texturas en función de la forma tamaño y orientación de los cristales. Predominan las morfologías columnares, que dejan intersticios donde pueden albergarse arcillas, arenas, polen y otras partículas con interés paleoambiental.

La datación de los espelotemas es uno de los puntos fuertes de este tipo de archivos paleoclimáticos, por su elevada precisión y replicabilidad. El método del U/Th se basa en la serie radioactiva del U soluble (UO^{2+}) respecto al Th^{4+}insoluble. Las aguas de infiltración que forman espeleotemas incorporan U pero no Th, por lo que el Th medido en los mismos, procederá del decaimiento del U inicial, siguiendo unas constantes facilitadas por las tasas de semidesintegración de los mismos. Peores resultados han ofrecido las técnicas de datación con ^{14}C que presentan la problemática de la cantidad de isótopos jóvenes y antiguos (los provenientes de la disolución de la roca madre). Pero la técnica es muy útil para testar sedimentos recientes, pues los espeleotemas incorporan ^{14}C producido por las pruebas nucleares de los 60. La datación mediante ^{210}Pb a partir de la serie de desintegraron del ^{222}Rn es también útil para datar macarrones de menos de 100 años.

Los indicadores paleoambientales de los espeleotemas presentan una multitud de variantes: La mera espeleogénesis indica a grandes rasgos, situaciones interestadiales, pudiendo distinguirse cronozonas de espelotemas (Lauritzen 1991). Por otra parte, los hiatos en la sedimentación pueden estar relacionados con fases de mayor aridez, o de avance de condiciones glaciares, en función de la localización de la cueva, en la medida que el crecimiento del espeleotema depende de la disponibilidad de agua. También el polen atrapado entre los cristales también se utiliza para realizar reconstrucciones ambientales. (Brook et al 1990; Brook y Nickmann, 1996). En las cuevas localizadas en cotas cercanas al nivel del mar, las morfologías de espelotemas freáticos marcan las oscilaciones eustáticas o tectónica vertical.

Pero son sobre todo la series temporales (no las secuencias), las que más allá de la mera sedimentación de calcita, pueden extraer con precisa resolución cadenas de datos refrenciados en un eje cronológico. Los principales indicadores son el espesor de la laminación, la fluorescencia y el color, valores de isótopos estables de C Sr y O, relación Ca/Mg, elementos traza, fábrica cristalina, etc

Los **depósitos tobáceos** son carbonatos continentales, generados en condiciones acuosas a temperatura ambiente. Su presencia se relaciona con acuíferos carbonatados y se presentan en diferentes medios sedimentarios, ya sean lacustres, palustres o fluviales, formando barreras, cascadas o estromatolitos. En la configuración de sus características geomorfológicas, petrológicas y geoquímicas pueden influir factores orgánicos como la presencia de briofitas y de películas biológicas compuestas por una asociación de cianobacterias, diatomeas y bacterias heterótrofas, así como bioconstrucciones de larvas de insectos del orden de los tricópteros. Sin embargo la precipitación de calcita está principalmente controlada físicamente, resultando ser la temperatura del agua y el ritmo de desgasificación de CO_2 disuelto, factores determinantes que desequilibran la solución de iones, mientras que el sustrato orgánico suele influir exclusivamente en la nucleación de las incrustaciones. El proceso más común de calcificación en agua corriente sobresaturada en calcita suele ser la incrustación, produciéndose el empobrecimiento gaseoso del agua y su variabilidad térmica preferentemente en los puntos de surgencia o a lo largo del flujo turbulento, en rápidos, saltos y cascadas del curso fluvial. Por el contrario, la impregnación carbonática de cubiertas cianobacterianas se produce preferentemente en aguas tranquilas.

Las características geoquímicas y petrológicas derivadas de los factores de precipitación en tobas, suelen diferir de las de los depósitos formados en aguas termales, que son aquellas que superan la temperatura del cuerpo humano (36,7 ºC). Estos otros sedimentos termogenéticos reciben en la bibliografía el nombre de travertinos. No obstante, para caracterizar estos otros depósitos también se utilizan parámetros alternativos, como el origen de su composición química: las aguas a temperatura ambiente pero con contenido en CO_2 endógeno pueden presentar una presión parcial superior a 10.000 Pa y 10 mmol L^{-1} de DIC (carbonato inorgánico disuelto), de modo que depositen carbonatos más asociables a los travertinos que a las tobas. Así pues, sería más apropiado definir las tobas como aquellos carbonatos cuya formación ha sido originada a partir de condiciones ambientales y procesos no endógenos. Pero no se ha establecido un consenso internacional para diferenciar ambos tipos terminológicamente. En la Península Ibérica tobas y travertinos son particularmente abundantes y suelen designarse indistintamente con ambos nombres, pues

algunos autores incluyen el de travertino también para carbonatos de aguas no termales. No obstante estos últimos se han conocido popularmente durante siglos como tobas, derivando el término vernáculo castellano del latín "*tofus*" y siendo preferido en la bibliografía específica para carbonatos continentales de aguas no termales.

La presencia de estos sedimentos se considera genéricamente, junto a la espeleogénesis, como una respuesta sedimentaria de la dinámica kárstica e indicadora de climas húmedos y cálidos. Las tobas presentan a menudo una gran riqueza paleontológica y arqueológica, que unida a sus características geomorfológicas permiten interpretarlas como indicadoras de cambios ambientales durante el Cuaternario, ya sean éstos naturales o inducidos por la acción antrópica.

Las facies estromatolíticas y las costras tobáceas de entornos palustres y de barrera fluvial, representan a menudo laminaciones alternantes de escala milimétrica compuestas por calcita micrítica densa y calcita esparítica porosa, que son generalmente interpretadas como producto de las oscilaciones estacionales en la actividad biológica o de la tasa de calcificación del agua. La mineralogía de estos sedimento, a semejanza de los espeleotemas, puede ser representativa de las condiciones ambientales del lugar y del momento de formación de las tobas. Y son empleadas tanto las características geoquímicas de ciertos elementos traza, como los valores de los isótopos estables de ($\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$) a modo de indicadores paleoambientales. Estos datos proporcionan series temporales con alta resolución espacial, es decir, registros paleoclimáticos continentales subanuales, muy necesarios para verificar predicciones climáticas modelizadas a partir de registros marinos. Pero para validar dicha información se hace imprescindible controlar la tasa de sedimentación con el contaje de láminas y datar de fora absoluta el registro en diferentes tramos, mediante métodos radiogénicos de las series de ^{238}U ($^{230}Th/^{234}U$ y $^{226}Ra_{ex}/^{226}Ra(0)$), ^{14}C, ^{210}Pb, ^{137}Cs o la racemización de aminoácidos. Se han conseguido de esta forma series con una longitud temporal abarcable de centenas a decenas de miles de años.

Sin embargo, otras facies tobáceas, como las de cascada o las margas compuestas de caráceas, suelen registrar señales isotópicas producto de procesos metabólicos o físicos que se desarrollan en desequilibrio, por lo que no son adecuadas para la reconstrucción paleoclimática.

A diferencia de los espeleotemas, las tobas laminadas presentan un registro discontinuo que se remonta en el mejor de los casos a miles de años, siendo estudiados sobre todo los de origen Holoceno (Zak *et al*., 2002). Sin embargo ofrecen la ventaja de su ubicuidad y sobre todo su alta tasa de sedimentación, ya que los espeleotemas suelen mostrar valores del orden de 10^0 a 10^2 $\mu m\ a^{-1}$ (Baker *et al*., 1998), mientras que las tobas alcanzan normalmente tasas de precipitación de 10^3 $\mu m\ a^{-1}$. Esto permite potencialmente obtener registros estacionales de sus propiedades geoquímicas y detectar eventos climáticos rápidos y de corta duración, por lo que representan archivos paleoclimáticos continentales complementarios a los convencionales (Garnett *et al*., 2004a).

Las concreciones carbonáticas laminadas recientes y actuales, depositadas sobre infraestructuras hidráulicas, han recibido también la atención de diversos investigadores con fines de reconstrucción paleoclimática o para comprender el origen de la estructura laminada, su ciclicidad, petrología y variabilidad de caudales asociados al progresivo estrechamiento de las secciones de canal. Han recibido particular atención las concreciones del acueducto romano de Colonia, en Alemania y las del acueducto romano de Nimes en Francia.

Para concluir, cabe reseñar que una de las líneas más importantes de investigación en espeleotemas y sobre todo en tobas laminadas es la validación actualista; el análisis de los sistemas actuales, para comprobar la robustez de las interpretaciones paleoclimáticas de los datos geoquímicos. Diversos autores han emprendido programas de verificación de la variabilidad de la señal isotópica de tobas y espeleotemas activos y/o recientes, contrastando esta señal con datos hidroquímicos ambientales monitorizados *in situ* y coetáneos a la sedimentación (Lojen *et al*., 2004; Andrews y Brasier, 2005; Matsuoka, *et al*. 2001; Ihlenfeld, *et al.* 2003; O'Brien *et al*., 2006, etc.).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Andrews, J.E. y Brasier, A.T., 2005. Seasonal records of climate change in annually laminated tufas: short review and future prospects. *Journal of Quaternary Science* 20, 411 – 421.

Arenas, C., Cabrera L. y Ramos E. 2006. Sedimentology of tufa facies and continental microbialites from the Palaeogene of Mallorca Island (Spain). *Sedimentary Geology* (en prensa) Accesible en Internet: doi:10.1016/j.sedgeo.2006.08.009

Arp G, Wedemeyer N y Reitner J. 2001. Fluvial tufa formation in a hardwater creek (Deinschwanger Bach, Franconian Alb, Germany). *Facies* 44: 1–22.

Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Kaufman, A., and Wasserburg, G.J., 1999, The Eastern Mediterranean paleoclimate as a reflection of regional events: Soreq cave, Israel: Earth and Planetary Science Letters, v. 166, p. 85-95.

Clark, I. y Fritz, P., 1997. Environmental Isotopes in Hydrogeology. Lewis, Boca Raton. 328 pp.

Fairchild, I.J., Smith, C.L., Baker, A., Fuller, L., Spotl, C., Mattey, D., and McDermott, F., 2006, Modification and preservation of environmental signals in speleothems: Earth-Science Reviews, v. 75, p. 105-153.

Garnett, E.R., Andrews, J.E., Preece, R.C. y Dennis, P.F., 2004a. Climatic change recorded by stable isotopes and trace elements in a British Holocene tufa. *Journal of Quaternary Science* 19, 251–262.

Ihlenfeld, C., Norman, M.D., Gagan, M.K., Drysdale, R.N., Maas, R., Webb, J., 2003. Climatic significance of seasonal trace element and stable isotope variations in a modern freshwater tufa. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 2341–2357.

Kano, A., Matsuoka, J., Kojo, T. y Fujii, H. 2003. Origin of annual laminations in tufa deposits, southwest Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 191, 243– 262.

Liu, Z.H., Li, H.C., You, C.F., Wan, N.J., y Sun, H.L., 2006, Thickness and stable isotopic characteristics of modern seasonal climate-controlled sub-annual travertine laminas in a travertine-depositing stream at Baishuitai, SW China: implications for paleoclimate reconstruction. *Environmental Geology*, 51, p. 257-265.

Lojen, S., Dolenec, T., Vokal, B., Cukrov, N., Mihelcic, G., y Papesch, W. 2004. C and O stable isotope variability in recent freshwater carbonates (River Krka, Croatia). *Sedimentology*. 51, 361-375.

Matsuoka, J., Kano, A., Oba, T., Watanabe, T., Sakai, S. y Seto, K., 2001. Seasonal variation of stable isotopic compositions recorded in a laminated tufa, SW Japan. *Earth and Planetary Science Letters,* 192, 31– 44.

McDermott, F., 2004, Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review: Quaternary Science Reviews, v. 23, p. 901-918.

McMillan, E.A., Fairchild, I.J., Frisia, S., Borsato, A., and McDermott, F., 2005, Annual trace element cycles in calcite-aragonite speleothems: evidence of drought in the western Mediterranean 1200-1100 yr BP: Journal of Quaternary Science, v. 20, p. 423-433.

O'Brien, G.R., Kaufman, D.S., Sharp, W.D., Atudorei, V., Parnell, R.A., y Crossey, L.J. 2006. Oxygen isotope composition of annually banded modem and mid-Holocene travertine and evidence of paleomonsoon floods, Grand Canyon, Arizona, USA: *Quaternary Research*, 65, 366-379.

Ordóñez, S., González, J.A., García Del Cura, M.A. y Pedley .M. 2005 Temperate and semi-arid tufas in the Pleistocene to Recent fluvial barrage system in the Mediterranean area: The Ruidera Lakes Natural Park (Central Spain).*Geomorphology* 69, 332-350

Pedley, M., González, J.A., Delgado, S.O., y Del Cura, M.G. 2003. Sedimentology of Quaternary perched springline y paludal tufas: criteria for recognition, with examples from Guadalajara Province, Spain: *Sedimentology*. 50, 23-44.

Pentecost, A. 2005. *Travertine*. Springer. The Netherlands. 445p.

Spotl, C., Fairchild, I.J., and Tooth, A.F., 2005, Cave air control on dripwater geochemistry, Obir Caves (Austria): Implications for speleothem deposition in dynamically ventilated caves: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 69, p. 2451-2468.

Spotl, C. y Mattey, D. 2006, Stable isotope microsampling of speleothems for palaeoenvironmental studies: A comparison of microdrill, micromill and laser ablation techniques: *Chemical Geology*, 235, p. 48-58.

Sharp, Z.D., 2006. *Principles of Stable Isotope Geochemistry*. Prentice Hall. 500 pp.

Souza-Egipsy, V., del Cura, A.G., Ascaso, C., de Los Rios, A. y González, J.A. 2006. Interaction between calcite and phosphorus in biomineralization processes in tufa carbonates: *International Review of Hydrobiology*. 91, 222-241.

Tooth, A.F. and Fairchild, I.J., 2003, Soil and karst aquifer hydrological controls on the geochemical evolution of speleothem-forming drip waters, Crag Cave, southwest Ireland: Journal of Hydrology, v. 273, p. 51-68.

Torres, T., Ortiz, J.E., de la Morena, M.A.G., Llamas, F.J., y Goodfriend, G. 2005. Ostracode-based aminostratigraphy and aminochronology of a tufa system in central Spain. *Quaternary International*. 135, 21-33.

Base de datos paleoclimatica, seccion espeleotemas.
http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/speleothem.html

Pagina Personal Ian Fairchild
http://www.gees.bham.ac.uk/people/index.asp?ID=261

Página Personal de Dorale
http://www.uiowa.edu/~geology/people/faculty/dorale/cv.htm#

Libro simposio de "Ricostruzione Paleoclimatica del Tardiglaciale-Olocene da Concrezioni di Grotta in Italia"
http://www.mtsn.tn.it/pubblicazioni/rivista.asp?codice=62

Past Global Changes
http://www.pages.unibe.ch/

Agencia Internacional de Energía Atómica
http://www.iaea.org/

Web of Knowledge
http://www.accesowok.fecyt.es/login/

El mejor equipo de datación U/Th
http://www.geo.umn.edu/people/profs/EDWARDS.html

Cristof Spötl
http://www.uibk.ac.at/geologie/staff/spoetl_en.html

Julian Andrews
http://www1.uea.ac.uk/cm/home/schools/sci/env/people/facstaff/Professor%2BJulian%2BAndrews

TEMA 12. El registro del cambio climático en cuencas marinas: micro y macropaloentología

Juan Usera, *Universidad de Valencia.*

El estudio del material obtenido en los sondeos efectuados en las cuencas oceánicas ha proporcionado una información, normalmente continua, del material terrígeno y de los restos de organismos, en su mayoría planctónicos, acumulados a razón de 1 a 5 cm por cada mil años.

Sondeos superficiales de hasta 10 m en el sedimento marino nos pueden aportar una información casi continua de los últimos cientos de miles de años. Otros sondeos más profundos, nos descubrirán en algunos casos, toda la secuencia de eventos ocurridos durante el Cuaternario, basándonos en su contenido fosilífero.

Ciertamente, las cuencas oceánicas profundas son las que en principio pueden guardar un registro más continuo de la sedimentación durante el Cuaternario. Sin embargo, los organismos marinos potencialmente fosilizables, colonizan ambientes muy diversos adaptados a sus modos de vida y en este caso, la información sobre los cambios ambientales que puedan aportar estas especies, habrá que buscarla en los lugares donde ellos se desarrollaron.

Dentro de la gran diversidad biológica que caracteriza el Cuaternario, podemos seleccionar una serie de grupos de organismos en donde las características del medio en que viven sean fácilmente deducibles, bien por sus procesos biológicos específicos o por la incorporación durante su desarrollo de isótopos estables como el ^{18}O y ^{16}O, $\delta^{13}C$ y $\delta^{12}C$, etc.

Entre estos grupos se han seleccionado, dentro de los Metazoos:

Moluscos.
Con más de 500 millones de años de antigüedad habitan todos los ambientes marinos (abisales a costeros), ríos, lagos y también sobre tierra firme, desde los polos al ecuador. Su concha es un archivo climático ya que al producirse su crecimiento por acreción, refleja en ciclos anuales, diarios o incluso más finos, las variaciones de la temperatura, el flujo de nutrientes, los ciclos biológicos o químicos.

La incorporación al carbonato de su concha de isótopos de carbono, estroncio, calcio, magnesio o bario, unido a la gran longevidad de algunas especies, han sido utilizados con frecuencia para las reconstrucciones del clima.

Corales

Los corales Scleractinia son únicamente marinos y su registro es del Triásico, hace aproximadamente 240 millones de años. Sus especies son solitarias o coloniales, formando dos grandes grupos: los Hermatípicos, constructores de arrecifes y los Ahermatípicos, formas solitarias.
Los primeros están condicionados en su desarrollo por su asociación con organismos autótrofos y habitan aguas poco profundas, formando, junto con las algas calcáreas, los arrecifes. Los Ahermatípicos viven en todos los fondos de los océanos.

El crecimiento se hace en extensión y en espesor y sus variaciones están muy relacionadas con la temperatura y la latitud. El análisis del ^{8}O y el $\delta^{13}C$ ha sido utilizado para las identificaciones de El Niño, oscilación del suroeste (ENSO), Pacific Decadal Oscillation (PDO) y North Atlantic Oscillation (NAO).

Esclerosponjas

Conocidas desde el Cámbrico, algunas especies poseen un denso esqueleto calcareo con pequeñas cantidades de sílice. Su crecimiento, entre 0,1 y 0,3 mm. por año se puede prolongar durante cientos o miles de años. Se han utilizado para dataciones con ^{14}C y también con U y Th que contienen en pequeñas cantidades. Aunque no poseen bandeados como los corales, la utilización de la relación Sr/Ca para la obtención de paleotemperaturas ha demostrado mayor sensibilidad en este grupo que en los Scleractinia. Dentro del grupo de los organismos unicelulares, podemos incluir:

Cocolitofóridos

Este grupo de organismos planctónico es conocido desde el Triásico. Desde el punto de vista biológico son organismos autótrofos del fitoplancton marino que durante una fase de su ciclo vital producen placas de Carbonato cálcico que reciben el nombre de Cocolitos. En su ciclo vital soportan un control importante de la luminosidad y de la temperatura del agua. Las variaciones específicas dentro de las asociaciones, vienen controladas por la temperatura-latitud, contenido en nutrientes de las masas de agua y transparencia de las mismas. Es por ello que son ampliamente utilizados en paleoceanografía.

Dinoflagelados

Habitantes de aguas dulces y del medio marino. Conocidos desde el Silúrico, en el Cuaternario existen alrededor de 100 especies, la mayoría en bajas latitudes. Han sido utilizados en paleoceanografía por su dependencia de la temperatura, salinidad, productividad y eutrofización.

Diatomeas

Tienen su origen en el Jurásico y en la actualidad existen alrededor de 100.000 especies. Situadas siempre en la zona fótica, existen formas bentónicas y planctónicas. Dada su amplia distribución por todos los océanos y su adaptación a las diferentes masas de agua se han utilizado en estudios de paleoproductividad, circulación oceánica, dinámica de los hielos, variaciones en el nivel del mar y bioestratigrafía.

Radiolarios

Conocidos desde el Cámbrico, aunque solo los policísticos son utilizados en estudios paleoceanográficos, por su mayor robustez. Existen unas 400 especies vivas de este grupo en la actualidad, que vivieron también durante el Cuaternario. Muchas especies están restringidas a regiones específicas, polares, tropicales o de aguas profundas. Se utilizan en paleoceanografía para determinar paleotemperaturas y paleoproductividades.

Foraminíferos

Conocidos desde el Cámbrico, este grupo de protoctistas habita tanto el medio marino, como algunas cuencas atalásicas. De las más de 10.000 especies actuales, más del 99% son bentónicas.

Las especies planctónicas son conocidas únicamente desde el Jurásico y en la actualidad viven 44, de las cuales 21 son comunes en todos los océanos. Su aplicación al estudio de los cambios ambientales en el Cuaternario se basa en los datos de presencia/ausencia de determinadas especies, ligadas a las masas de agua; al sentido de enrollamiento dominante en determinadas especies planctónicas y posiblemente bentónicas; a los cambios de temperatura, a los cambios morfológicos de algunos taxones, a la presencia de isótopos estables y de elementos traza en su caparazón calcareo

TEMA 13. *El registro del cambio climático en sistemas de montaña: Glaciarismo en la Península Ibérica.*

Carlos E. Martí Bono. *Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC (Zaragoza).*

INTRODUCCIÓN

El estudio de la evolución glaciar en la Península Ibérica permite varios niveles de aproximación al conocimiento del clima del pasado. De modo general, y a partir de la identificación de los depósitos glaciares, sus características, relaciones con otros depósitos también de clima frío (lacustres, terrazas y depósitos de ladera) podremos llegar a establecer el número de periodos fríos y la intensidad relativa de estos. Cuando se obtienen dataciones podemos intentar situar los eventos dentro de un marco cronológico, que en la Península Ibérica parece claro por el momento hasta 170 Ka.

Una aproximación de mayor detalle la ofrecen los glaciares actuales, que alcanzaban mayor extensión durante la Pequeña Edad del Hielo, de cuyas fases de progresión no se conoce mucho, al contrario de lo que ocurre con los estacionamientos y retiradas del hielo, que permiten una mas estrecha correlación con la variabilidad climática de los últimos dos siglos.

Para una mejor comprensión del tema se ha considerado exponerlo con una cierta perspectiva histórica: cuáles eran los problemas e hipótesis que se iban planteando y cómo se iban resolviendo, siendo necesario en ocasiones que, para superar un impasse, apareciesen técnicas nuevas que permitiesen decantarse a favor de una u otras hipótesis. Se ha considerado útil también abordar por un lado el glaciarismo pleistoceno y por otro los glaciares actuales dentro del marco de la Pequeña Edad del Hielo, ya que las técnicas de estudio son muy diferentes y la precisión de los resultados también varía mucho.

Aunque en el presente resumen se cita algún trabajo pertinente, mayor información sobre bibliografía del glaciarismo en España se puede obtener en Martínez de Pisón & Antón (1981) y en Gómez Ortiz *et al* (2001).

LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO Y LOS GLACIARES ACTUALES

El enfriamiento climático que se produjo en Europa durante la segunda mitad del pasado milenio, conocido cómo la Pequeña Edad del Hielo, dio lugar a un pequeño avance de los glaciares en la Península Ibérica, particularmente en los Pirineos pero también, con muy escasa extensión, en las cordillera Cantábrica (Picos de Europa) y en Sierra Nevada (González Trueba y Serrano, 2005; Gómez Ortiz, 2005…..). Es en los Pirineos, particularmente en los macizos de la Maladeta y del Monte Perdido, donde se pueden estudiar mejor las fases de máxima extensión y reavances relacionados con diversas fases frías (p. ej. el mínimo de Maunder del siglo XVIII).

En diversos lugares de Europa, p. ej. en los Alpes, la percepción del avance de los glaciares durante la Pequeña Edad del Hielo fue inmediata y muy directa, ya que la terminación de las lenguas era muy cercana a áreas productivas de fondo de valle, cuya desaparición constaba en crónicas y registros documentales (Le Roy Ladurie, 1967). En otros lugares, p. ej. en Noruega meridional, con morrenas situadas a nivel del mar, las técnicas de datación basadas en el crecimiento de los líquenes dieron buenos resultados. En España, las dificultades para reconstruir el comportamiento de los glaciares durante la Pequeña Edad del Hielo son quizás mayores, los frentes quedaban lejos de las zonas habitadas, los crecimientos de líquenes son poco abundantes a altitudes cercanas a los 3000 m, donde aparecen las morrenas de la P.E.H.

En cualquier caso técnicas de aproximación al problema análogas a las del resto de Europa, se han utilizado en los Pirineos y Sierra Nevada (Copons & Bordonau, 1994; Chueca *et al*, 1998, Mateo & Gómez, 2000). Es probable que la aproximación mas útil a la problemática del clima y la evolución de los glaciares durante la P.E.H. sea la realizada mediante técnicas dendroclimáticas (Chueca *et al*, 2005, Saz Sánchez, 2005).

Ha resultado en cambio más fácil estudiar la retirada del hielo desde finales de la Pequeña Edad del Hielo. Es particularmente interesante la abundante documentación fotográfica existente a partir de 1880, que ha permitido definir diferentes etapas de fusión más o menos rápida y estacionamientos en la retirada del hielo desde mediados del siglo XIX hasta la actualidad (Martínez de Pisón & Arenillas, 1988; Chueca & Julián, 2002; Chueca et al, 2004). Actualmente los glaciares pirenaicos tienen sólo alrededor de un tercio de la extensión que ocupaban al final de la Pequeña Edad del Hielo y su porvenir no parece muy halagüeño.

En cualquier caso el estudio de su desaparición en el pasado reciente y en el futuro será una aproximación importante para valorar la magnitud e importancia de las anomalías climáticas detectadas en el presente, en un momento en que los indicios apuntan a la acción humana como un factor importante en los procesos de calentamiento global.

EL GLACIARISMO PLEISTOCENO EN LA PENÍNSULA IBÉRICA.

La Península Ibérica, pese a su posición muy meridional dentro del contexto europeo, tuvo desarrollo de glaciares de valle en prácticamente todas sus cordilleras, glaciares que alcanzaban desde unos pocos Km hasta casi 50 en algún valle de la vertiente meridional de los Pirineos. Es además esta posición periférica respecto a los grandes glaciares europeos la que incrementa el valor de la información que aportan los hielos españoles que parecen haber respondido de modo asincrónico a las influencias climáticas con respecto a los glaciares noreuropeos.

Desde mediados del siglo XIX son numerosas las citas de depósitos glaciares, particularmente en los Pirineos (p. ej. Mallada, 1878), pero es Penck (1883) quien aporta la primera síntesis moderna del glaciarismo pirenaico; aunque la cartografía de la vertiente española sea incompleta, este autor evaluó muy correctamente las altitudes de las morrenas laterales y terminales, las diferencias entre vertiente N y vertiente S y el nivel de nieves perpetuas. Además avanzó la hipótesis de la existencia de varias glaciaciones a partir de las características de las terrazas fluviales.

Fue en la cordillera pirenaica donde se siguieron dando los mayores avances del conocimiento del glaciarismo en España. Numerosos autores continuaron cartografiando depósitos e intentando establecer su relación con las terrazas. Entre ellos destaca Panzer (1926, 1932) que definió la existencia de dos periodos glaciares, atribuyéndolos al Riss y al Wurm, de modo general e intuitivo. Dentro del mismo marco se movieron diversos autores, españoles y extranjeros (Llopis Lladó, 1947, Fontboté, 1948, Nussbaum, 1948, 1956). Esta hipótesis se resumieron en el libro guía de los Pirineos elaborado por Alimen, Solé Sabarís y colaboradores (1957) con motivo del Congreso Internacional de INQUA.

Insertándose dentro de una corriente muy en boga entre los geógrafos franceses, aparecen los trabajos de Barrère (1963, 1966) que sólo admitía la existencia de una glaciación, la última, basándose especialmente en la cartografía de morrenas y terrazas en el Alto Aragón. Diversos autores intentan después precisar el número de glaciaciones que afectaron a la vertiente meridional de los Pirineos aplicando técnicas de morfometría de cantos (Höllerman, 1971, Martí Bono, 1973), inclinándose por hipótesis pluriglaciaristas.

Poco tiempo después, en los años 80 y 90 se realizan numerosos trabajos dentro del esquema clásico de precisar la extensión y características de los depósitos glaciares, en el Pirineo, particularmente por autores españoles, abordando en muchos casos aspectos, como la identificación de los diferentes tipos de tills y depósitos relacionados, que permiten mayores precisiones sobre la dinámica del hielo. Son numerosos los trabajos de autores cómo Serrat, Vilaplana, Bordonau y otros, bibliografía citada en Serrat *et al* (1994), y también en Gómez Ortiz & Salvador Franch (1994), Serrano & Martínez de Pisón (1994), todo ello referido a los Pirineos. Es también una época de identificar, valle por valle la situación y características de los depósitos glaciares. Se inicia casi al mismo tiempo una intensa labor de cartografía en otras cordilleras, donde el detalle del glaciarismo era menos conocido (Cantábrica, Galicia, montes de Asturias y León, Sierra Nevada), con el interés añadido de su situación más atlántica o más meridional dentro de la Península. El Sistema Central ya era bien conocido anteriormente, debido a la proximidad a Madrid, núcleo científico siempre activo.

Es en esa época cuando se generalizan las dataciones con radiocarbono, que resultan particularmente útiles cuando se puede acceder a dataciones con acelerador de partículas (AMS), que permiten trabajar con menor cantidad de materia orgánica (p.ej. con polen concentrado). Ya desde el principio pudo apreciarse que en los Pirineos la máxima extensión del hielo de la última glaciación era claramente anterior al LGM noreuropeo (Último Máximo Glaciar ocurrido hace 18-20 Ka). Son dataciones en cualquier caso limitadas por el escaso alcance cronológico del método, y rara vez aplicable directamente a material de morrenas o terrazas (González-Sampériz *et a*l, 2006; García-Ruiz *et al*, 2003).

Sin embargo la utilización de otros métodos de datación, a partir de las dos últimas décadas (1990-2000), está resolviendo gran parte de los problemas cronológicos pendientes y por tanto las cuestiones de asincronicidad entre las manifestaciones glaciares del N y del S de Europa. Se trata, en primer lugar, del método de datación por luminiscencia óptica (OSL), que ha permitido establecer edades absolutas de morrenas y terrazas en varios valles del Alto Aragón (Peña *et al*, 2004), confirmando tanto pluriglaciarismo como asincronicidad.

Otro método actualmente utilizado, el de la exposición a elementos cosmogénicos, da sin embargo, en el estudio de depósitos glaciares del Pirineo, edades más jóvenes que las obtenidas mediante OSL (Pallàs et al, 2006). Este método también ha sido utilizado en Galicia (Vidal Romaní *et al*, 1999) obteniendose allí la evidencia de varios periodos glaciares, alguno muy antiguo.

En resumen, los estudios sobre glaciarismo en la Península Ibérica parecen estar en un momento adecuado para la realización de síntesis globales paleogeográficas y paleoclimáticas, una vez superado el importante obstáculo que representaba no disponer de dataciones absolutas de la mayor parte de morrenas y terrazas, y una vez conocidas las características genéticas de dichos depósitos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALIMEN, H., FONTBOTÉ, J.M. & SOLÉ SABARÍS, L. (1957). *Livret guide de l'excursion N_1, Pyrénees*: 107 p. Publ. V Congreso Internacional INQUA. Madrid-Barcelona, 1957.

BARRÈRE, P. (1963). La periode glaciaire dans l'Ouest des Pyrenées centrales francoespagnoles. *Bull.Soc.Geol. France* 5 (7): 516-523.

BARRÈRE, P. (1966). La morphologie quaternaire dans la region de Biescas et de Sabiñánigo (Haut Aragón). *Bull. Assoc. Fr. Pour l'Etude du Quaternaire* 1966(2): 83-93.

CHUECA CIA, J., PEÑA MONNÉ, J.L., LAMPRE VITALLER, F. & JULIÁN ANDRÉS, A. (1998). La Pequeña Edad del Hielo en el Pirineo Central y Meridional. Inferencias paleoambientales a partir de datos geomorfológicos. En *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. A. Gómez Ortiz & A. Pérez Alberti, Eds.: 307-328. Serv. Publ. Univ. Santiago.

CHUECA CIA, J. & JULIÁN ANDRES, A. (2002). Los glaciares pirenaicos aragoneses. Estudio de su evolución desde el final de la Pequeña Edad del Hielo hasta la actualidad a través de documentación fotográfica. *Boletín Glaciológico Aragonés*, Num. Extr.: 323 pp.

CHUECA CÍA, J., JULIÁN ANDRÉS, A., SAZ SÁNCHEZ, M.A., CREUS NOVAU, J. & LÓPEZ MORENO, J.I. (2005). Responses to climatic changes since the Little Ice Age on Maladeta Glacier (Central Pyrenees). *Geomorphology* 68 (3-4): 167-182.

COPONS R. & BORDONAU, J. (1994). La Pequeña Edad del Hielo en el macizo de la Maladeta (Alta Cuenca del Ésera, Pirineos Centrales. En *El glaciarismo surpirenaico: Nuevas aportaciones.* C. Martí Bono & J.M. García-Ruiz, Eds: 111-124. Geoforma Ediciones. Logroño.

FONTBOTÉ, J.M. (1948). La Ribera de Biescas. *Pirineos* 4 (7): 39-41.

GARCÍA-RUIZ, JM., VALERO-GARCÉS, B., MARTÍ-BONO, C. & GONZÁLEZ SAMPÉRIZ, P. (2003). Asynchroneity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science* (2003) 18 (1):61-72.

GÓMEZ ORTIZ, A. (2005). La Pequeña Edad del Hielo en Sierra Nevada a partir de los escritos de época. Estudio preliminar. *Boletín Glaciológico Aragonés* 6: 107-127.

GÓMEZ ORTIZ, A. & SALVADOR FRANCH, F. (1994). Glaciarismo en el extremo oriental del Pirineo: Baixa Cerdanya y sur de Andorra. COPONS R. & BORDONAU, J. (1994). La Pequeña Edad del Hielo en el macizo de la Maladeta (Alta Cuenca del Ésera, Pirineos Centrales. En *El glaciarismo surpirenaico: Nuevas aportaciones.* C. Martí Bono & J.M. García-Ruiz, Eds: 65-90. Geoforma Ediciones. Logroño.

GÓMEZ ORTIZ, A., MARTÍ BONO, C.E. & SALVADOR FRANCH, F. (2001). Evolución reciente de los estudios de Geomorfología glaciar y periglaciar en España (1980-2000): balance y perspectivas. En: *Evolución reciente de la Geomorfología española (1980-2000)*. A. Gómez Ortiz & A. Pérez González, Eds.:139-184.

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 (2006): 38-52.

GONZÁLEZ TRUEBA J.J. & SERRANO, E. (2005). El glaciarismo histórico en los Picos de Europa. Factores condicionantes y deglaciación. *Boletín Glaciológico Aragonés* 6: 37-60.

LE ROY LADURIE, E. (1967). *Histoire du climat depuis l'an mil.* Ed Flammarion. Paris.

HÖLLERMANN, P. (1971). Zurundungsmessungen an Ablagerungen im Hochgebirge. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* Suppl. Bd. 12: 205-237.

LAMPRE VITALLER, F. (1994). La línea de equilibrio glacial y los suelos helados en el macizo de la Maladeta (Pirineo Aragonés): evolución desde la Pequeña Edad del Hielo y situación actual. En *El glaciarismo surpirenaico: Nuevas aportaciones.* C. Martí Bono & J.M. García-Ruiz, Eds: 125-142. Geoforma Ediciones. Logroño.

LLOPIS LLADÓ, N. (1947). El relieve del Alto valle del Aragón. *Pirineos* 5: 87-166.

MALLADA, L. (1878). *Descripción física y geológica de la provincia de Huesca*: 439 p. Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España. Madrid.

MARTÍ BONO, C.E. (1973). Nota sobre los sedimentos morrénicos del Alto Aragón. *Pirineos* 107: 39-46.

MARTÍNEZ DE PISÓN, E. & ANTÓN BURGOS, J. (1981). Repertorio bibliográfico sobre morfología glaciar de la Península Ibérica. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 7: 3-50.

MARTÍNEZ DE PISÓN E. & ARENILLAS, M. (1988). Los glaciares actuales del Pirineo español. En: *La nieve en el Pirineo español.* MOPU: 29-98. Madrid.

MATEO GARCÍA, M. & GÓMEZ ORTIZ, A. (2000). Oscilaciones climáticas en el Holoceno histórico. La Pequeña Edad del Hielo en el valle del Madriu. En: *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*. J.L. Peña Monné, M. Sánchez Fabre & LozanoTena, M.V., Eds: 81-96. Instituto de Estudios Turolenses.

NUSSBAUM, F. (1949). Sur les traces des glaciers quaternaires dans la region de l'Aragon. *Pirineos* 5 (13-14) : 497-518.

NUSSBAUM, F. (1956). Observations morphologiques dans la region de la Noguera Pallaresa. *Pirineos* 12 (39-42) : 57-97.

PALLÀS, R., RODÉS, A., BRAUCHER, R., CARCAILLET, J., ORTUÑO, M., BORDONAU, J.,BOURLÈS, D., VILAPLANA, J.M., MASANA, E. & SANTANACH, P. (2006). Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees : a critical review and new evidence from ^{10}Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews* 25 (2oo6): 2937-2963.

PANZER, W. (1926). Talentwicklung und Eiszeit Klima in nordöstlichen Spanien. *Abh. Senckenbg. Nat. Ges.* 39: 141-153 (Trad. En *Estudios Geográficos* 30: 79-130. Madrid).

PANZER, W. (1932). Die eiszitliche Endmoränen von Puigcerdà (öst-Pyrenäen). *Zeitsch. f. Gletsch.* Berlín. (Trad. Generes quaternàries dels Pirineus llevantins. *Butll. Centre Exc. Catalunya* 54: 153-162).

PENCK, A. (1883). Die Eiszeit in den Pyrenäen. *Mitt. Ver. Erdk.,* Leipzig. Trad. al francés en *Bull. De la Soc. d'Histoire Naturelle de Toulouse* 19 (1885): 105-200.

PEÑA, J.L., SANCHO, C., LEWIS, C., McDONALD, E. & RHODES, E. (2004). Datos cronológicos de las morrenas terminales del glaciar del Gállego y su relación con las terrazas fluvioglaciares (Pirineo de Huesca), En: *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. J.L. Peña, L.A. Longares & M. Sánchez, Eds.: 71-84. Zaragoza.

SAZ SÁNCHEZ, M.A. (2005). La Pequeña Edad del Hielo en el Noreste español. Reconstrucción dendroclimática de las temperaturas medias de invierno y verano. *Boletín Glaciológico Aragonés* 6: 9-36.

SERRANO, E. & MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1994). Geomorfología y evolución glaciar en el Pirineo aragonés oriental. En *El glaciarismo surpirenaico: Nuevas aportaciones.* C. Martí Bono & J.M. García-Ruiz, Eds: 33-64. Geoforma Ediciones. Logroño.

SERRAT, D., BORDONAU, J., BRU, J., FURDADA, G., GÓMEZ, A., MARTÍ, J., MARTÍ, M., SALVADOR, F., VENTURA, J. & VILAPLANA, J.M. (1994). Síntesis cartográfica del glaciarismo surpirenaico oriental. En *El glaciarismo surpirenaico: Nuevas aportaciones.* C. Martí Bono & J.M. García-Ruiz, Eds: 9-15. Geoforma Ediciones. Logroño.

VIDAL ROMANÍ, J.R., FERNÁNDEZ MOSQUERA, D., MARTI, K. & BRUM FERREIRA, A.de (1999). Nuevos datos sobre la cronología glaciar pleistocena en el NW de la Península Ibérica. *Cadernos do Laboratorio xeolóxico de Laxe* 24: 7-30.

TEMA 14. El registro del cambio climático en secuencias lacustres.

Ana Moreno Caballud. *Limnological Research Center, University of Minnesota (USA)*

Los ambientes lacustres constituyen excelentes archivos de información climática debido a la sensibilidad de los sistemas límnicos a los cambios externos, a sus elevadas tasas de sedimentación, su variada distribución geográfica, geológica y ecológica y a la posibilidad de aplicar técnicas diversas y de acotarlos cronológicamente mediante dataciones absolutas. El estudio de los sedimentos lacustres requiere metodologías y herramientas multidisciplinares para evaluar la respuesta del sistema a los factores internos y externos y discriminar los aspectos climáticos de los antrópicos, particularmente en regiones con una larga historia de impacto humano en el paisaje como son las regiones mediterráneas. Son muchos los factores que controlan la dinámica lacustre: i) la cuenca de drenaje al lago, ii) la propia cuenca lacustre, iii) la hidrología regional y local, iv) las propiedades de las aguas superficiales, meteóricas y subterráneas, v) la biota, vi) el clima; vii) la tectónica. Dada la gran variabilidad de sistemas lacustres y la complejidad e interrelación de los procesos implicados, todos estos aspectos deben ser estudiados en cada lago para poder extraer el máximo de información paleoambiental. El siguiente paso es elaborar funciones de transferencia que permitan asignar, cualitativa o cuantitativamente, parámetros de significado limnológico, climático, ambiental o antrópico a esos cambios en la dinámica lacustre que interpretamos a partir de los sedimentos.

Durante el curso se mostraran las diversas metodologías existentes para la obtención de sondeos lacustres y el estudio de las cuencas sedimentarias. La variabilidad de los sondeos lacustres hace necesario el uso de un protocolo para su estudio (http://lrc.geo.umn.edu) que será introducido con varios ejemplos. El protocolo incluye las propiedades físicas y magnéticas de los sondeos con un GEOTEK antes de abrirlos, su fotografía digital, una descripción sedimentológica detallada, estudios microscópicos de frotis de sedimentos y láminas delgadas y criterios de muestreo para el estudio multidisciplinar biológico, mineralógico y geoquímico. Se procederá también a una discusión de los principales métodos para datar sedimentos lacustres cuaternarios.

La variabilidad de sedimentos en cuencas lacustres es muy elevada y responde a los numerosos factores que controlan la dinámica límnica. En lagos conectados a la red hidrográfica, la composición de la fracción clástica registra cambios en la erosión del área de drenaje debidos a las fluctuaciones en la intensidad o distribución de las precipitaciones. El análisis del sedimento ayuda a definir los cambios en la productividad de los lagos (por ejemplo utilizando indicadores como el contenido en carbono orgánico; la composición isotópica de carbonatos y materia orgánica, la abundancia de restos vegetales, zooplancton y fitoplancton), en el influjo detrítico (con mediciones de susceptibilidad magnética y del tamaño de partículas) y cambios en la composición química e isotópica de las aguas (contenido en carbonatos y en sales, mineralogía, isótopos de oxígeno). Los cambios en la profundidad de la lámina de agua afectan a una gran variedad de procesos biológicos, limnológicos y sedimentológicos y, como consecuencia, los sedimentos contienen abundantes evidencias para reconstruir cambios en el nivel de los lagos.

Distintas facies sedimentarias registran cambios en el nivel del lago o en su dinámica: arenas arrastradas por tormentas, depósitos laminados durante épocas de mayor nivel de los lagos, superficies de erosión producidas durante periodos de aguas bajas, etc. Evidencias geomorfológicas (antiguas playas, por ejemplo) permiten conocer con precisión el nivel del lago. Un cambio en la naturaleza de los sedimentos (litología, tamaño de grano, contenido orgánico, mineralogía, composición química), en las estructuras sedimentarias (por ejemplo, laminación paralela conservada en el fondo sin oxígeno de un lago o laminación cruzada típica de ambientes con corrientes o actividad de oleaje), o en el contenido biológico (ostrácodos, diatomeas, algas, cladóceros, moluscos) permite reconstruir paleoambientes de depósito a los que se les puede asignar una profundidad relativa.

Aunque los lagos son esencialmente “paleo-pluviómetros”, algunos indicadores biológicos permiten reconstruir variaciones en la temperatura en el agua y los análisis isotópicos de fases minerales precipitadas en las aguas del lago y compuestos orgánicos formados en el agua se pueden evaluar cambios en la temperatura y composición isotópica de las aguas. Otros indicadores permiten evaluar cambios en la salinidad (diatomeas, ostrácodos) que proporcionan datos sobre el balance hídrico del pasado.

Esta información paleohidrológica y paleolimnológica permite reconstruir la evolución temporal de los ambientes sedimentarios en el lago, cambios en el nivel de las aguas, quimismo, etc. Estos cambios, sin embargo, pueden responder a otros factores ambientales no climáticos, tales como tectónica, cambios en el nivel hidrológico de base, influencia antrópica, fluctuaciones glaciares, variaciones en la dinámica fluvial, etc. Para asegurar que los cambios interpretados contienen una señal climática han de evaluarse estos otros factores ambientales y ha de compararse el registro local con otros regionales y globales.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

Cohen, A. 2003. Paleolimnology. The history and evolution of lake systems. Oxford University Press, New York, 500p.

González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B. L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruíz, J. M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T. y J., D. J. (2006). Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research* 66: 38-52.

Kelts, K. (1988) Environments of deposition of lacustrine petroleum source rocks: an introduction. In: *Lacustrine petroleum source rocks* (Ed. by A.J. Fleet, K. Kelts and M.R. Talbot), *Geological Society Special Publication*, 40, 3-26.

Jenny, B., Valero-Garcés, B.L., Villa-Martinez, R., Urrutia, R., Geyh, M. & Veit, H., 2002. Early to mid-Holocene aridity in Central Chile and the Southern Westerlies: The Laguna Aculeo record (34 S) *Quaternary Research*, 58:160- 170.

Morellón, M., Valero-Garcés, B. L., Moreno, A., González-Sampériz, P., Mata, P., Romero, O., Maestro, M. y Navas, A. (en prensa). Holocene palaeohydrology and climate variability in Northeastern Spain: the sedimentary record of lake Estanya (Pre-Pyrenean range). *Quaternary International*.

Moreno, A., Giralt, S., Valero-Garcés, B. L., Sáez, A., Bao, R., Prego, R., Pueyo-Mur, J. J., González-Sampériz, P. y Taberner, C. (2007). A 14-kyr record from the tropical Andes: the Lago Chungara sequence (18ºS, northern Chilean altiplano). *Quaternary International* 161: 4-21.

Schnurrenberger, Douglas W., James Russell, and Kerry Kelts, 2003. Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components. Journal of Paleolimnology v. 29 (2), p. 141-154.

Talbot, M.R. and Allen, P.A. 1996. Lakes. In: Reading, H.G. (ed) Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. Blackwell Science, Oxford, p. 83-124.

Valero-Garcés, B.L, Delgado-Huertas, A., Navas, A., Edwards, L., Schwalb A. & Ratto, N., 2003. Patterns of regional hydrological variability in central southern Altiplano (18-26 S) lakes during the last 500 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194: 319-338.

Links

Limnogeologia y Cambio Global (IPE-CSIC): http://www.ipe.csic.es/limnogeologia/principal.htm
IAL: International Association of Limnogeology: http://lrc.geo.umn.edu/IAL/
PAGES: http://www.pages.unibe.ch/
LRC: Limnological research Center, University of Minnesota: http://lrc.geo.umn.edu/
IV International Limnogeology Congress: http://www.ilic2007.com

TEMA 15. *Criterios geomorfológicos en la investigación geológica del Cuaternario*

Joaquín Rodríguez Vidal. *Universidad de Huelva (Huelva).*

GEOMORFOLOGÍA: disciplina geológica que estudia los procesos actuantes sobre la superficie terrestre y los representa en toda su dimensión espacial, analizando sus interacciones y su evolución temporal.

- El Cuaternario es el periodo de tiempo donde se superponen los procesos terrestres y la historia de la Humanidad.
- El medio físico fue, en sus rasgos principales, semejante al actual.
- El clima sufrió grandes cambios, con fuertes repercusiones ambientales.

SISTEMAS CORTICALES

- Relieve activo de elevación o subsidencia tectónica.
- Relieve activo de elevación o subsidencia isostática.
- Relieve volcánico.

SISTEMAS CLIMÁTICOS

- Bandas climáticas de zonación latitudinal, que fluctúan temporalmente.
  Fases Glacial-Interglacial: carácter global
- Manchas climáticas extrazonales cambiantes en el tiempo.
  Sensibilidad al Cambio Climático: carácter local (glaciares de montaña)
- Bandas de sistemas extrazonales y azonales que perduran temporalmente.
  Cambio Climático regional: carácter regional (desiertos extrazonales)

PROCESOS EXTERNOS

- Energía descompensada en la superficie terrestre
- Trasvase de energía y materia desde MANANTIALES (+) a SUMIDEROS (-)
- AGUA (HIELO) + AIRE + ORGANISMOS como agentes compensadores de energía
- Especificidad de los agentes y procesos en función de la zona terrestre
- Agentes erosivos **à** transporte **à** sedimentación
- Modelados específicos de erosión, transporte y sedimentación
- Cortejo morfológico típico de cada agente y de cada estado energético
- Morfologías específicas y convergencia de formas

CRITERIOS GEOMORFOLÓGICOS

- Reconocer los procesos actuantes y sus mecanismos de trasvase de materia y energía
- Escala areal de actuación de cada proceso
- Identificar procesos simultáneos: dominantes y recesivos
- Establecer la cronología relativa de actuación de los procesos
- Complementar la información disponible con técnicas de otras disciplinas
- Seleccionar los métodos de datación.

RASTREO DE PISTAS

- Las pistas son la clave para el camino recorrido y por recorrer.
- Las pistas encontradas no son todas las pistas disponibles.
- Las pistas se representan a distintas escalas de espacio y tiempo (4D).
- Si conoces cómo se construye el camino, necesitas menos pistas para seguirlo.

PISTAS DE MANANTIAL (ALTA ENERGÍA)

- Modelados erosivos dominantes con escasos restos sedimentarios: alta dinamicidad y evidencias de época muy reciente; modelados relictos en litologías resistentes; sedimentos en tránsito permanente.
- Cabeceras de flujos lineales, como: valles fluviales, torrentes, glaciares, aludes, deslizamientos, cuencas y cubetas de deflacción, dolinas y sumideros kársticos, costas acantiladas.
- Área-fuente de sedimentos hacia las cuencas.

PISTAS DE TRÁNSITO (ENERGÍA VARIABLE)

- Dinamicidad variable, dependiente del clima y de sus cambios.
- Modelados erosivos a diferentes escalas, sobre todo en rocas resistentes.
- Modelados sedimentarios, en tránsito prolongado, con disposición escalonada. Registro morfosedimentario del sistema.
- Sistemas de flujos lineales: valles fluviales, torrentes, glaciares, aludes, deslizamientos, modelados de deflacción y dunas, conductos kársticos, depósitos costeros.
- Historia subaérea escalonada de cambios climáticos y ambientales.

PISTAS DE SUMIDERO (BAJA ENERGÍA)

- Dinamicidad baja, controlada por la herencia del sistema sedimentario de transporte y la dinámica del nuevo medio.
- Modelados erosivos casi inexistentes, con estructuras de *cut and fill* en las series estratigráficas.
- Modelados sedimentarios agradacionales, con disposición estratigráfica secuencial.
- Sistemas de flujo no confinados e interferencia con el nuevo sistema hospedador: deltas, plataforma continental, abanicos, conos, morrenas frontales, frente de masas deslizadas, erg y *sandsheet*, lagos y depósitos endorreicos, edificios travertínicos, etc.
- Historia estratigráfica, subaérea y submarina, de cambios climáticos globales y regionales.

BIBLIOGRAFÍA BÁSICA

Blue, M.D. & Thörnqvist, T.E. (2000). Fluvial response to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, 47, suppl. 1, 2-48.

Bowen, D.Q. & Gibbard, P.L. (2007). The Quaternary is here to stay. *Journal of Quaternary Science*, 22, 3-8.

Chorley, R.J., Schumm, S.A. & Sugden, D.E. (1984). *Geomorphology.* Methuen.

Duller, G.A.T. (2004). Luminiscence dating of Quaternary sediments : recent advances. *Journal of Quaternary Science*, 19, 183-192.

Elias, S.A. (Ed.) (2006). *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier.

Easterbrook, D.J. (Ed.) (1988). *Dating Quaternary sediments*. The Geological Society of America, s.p. 227.

Florea, L.J., Vacher, H.L., Donahue, B. & Naar, D. (2007). Quaternary cave levels in peninsular Florida. *Quaternary Science Reviews*, 26, 1344-1461.

Gardner, R. & Scoging, H. (1983). *Mega-geomorphology*. Clarendom Press.

Gutiérrez Elorza, M. (2001). *Geomorfología climática*. Omega.

Hosfield, R.T. & Chambers, J.C. (2005). Pleistocene geochronologies for fluvial sedimentary sequences: an archaeologist's perspective. *Journal of Quaternary Science*, 20, 285-296.

Mörner, N.A. (2004). Estimating future sea level changes from past records. *Global and Planetary Change*, 40, 49-54.

Oldfield, F. (2004). Some personal perspectives on the role of Quaternary science in global change studies. *Global and Planetary Change*, 40, 3-9.

Pirazzoli, P.A. (1993). Global sea-level changes and their measurement. *Global and Planetary Change*, 8, 135-148.

Roberts, N. (2000). *The Holocene. An environmental History*. Blackwell.

Van de Plassche, O. (Ed.) (1986). *Sea level research: a manual for the collection and evaluation of data*. Geo Books.

BLOQUE TEMÁTICO III

PELIGROSIDAD DE LOS FENOMENOS NATURALES Y SU REGISTRO DURANTE EL CUATERNARIO

PRIMER CURSO AEQUA SOBRE CUATERNARIO

Miercoless, 20 de junio de 2007

16. Inundaciones y Paleoinundaciones en el registro geológico reciente	**Gerardo de Benito.** *I Centro de Ciencias Medioambientales, CSIC (Madrid).*
17. Tsunamis y su peligrosidad en las costas peninsulares	**Javier Lario Gómez.** *Universidad Nacional de Educación a Distancia, UNED (Madrid).*
18. Vulcanismo Cuaternario en Las Islas Canarias	**Francisco José Pérez-Torrado.** *Universidad de Las Palmas de Gran Canaria (Canarias)*
19. Neotectónica y Actividad de fallas en la Península Ibérica	**José Luis Goy Goy**. *Universidad de Salamanca*
20. Paleosismología: Terremotos, Paleoterremotos y peligrosidad sísmica en España	**Miguel Ángel Rodríguez-Pascua.** *Universidad San Pablo-CEU (Madrid)*
21. Cambios del nivel del mar y registro en las costas peninsulares e insulares españolas	**Cari Zazo,** *Museo Nac. Ciencias Naturales, CSIC (Madrid).*
22. Año Internacional del Planeta Tierra 2008 (2007-2009) UNESCO	***Alfonso Meléndez Hevia.*** *Universidad de Zaragoza (Zaragoza).*

TEMA 16. Inundaciones y Paleoinundaciones en el registro geológico reciente.

Gerardo Benito. *Centro de Ciencias Medioambientales, CSIC (Madrid).*

INTRODUCCIÓN

La hidrología aborda el estudio de la distribución y circulación del agua sobre la tierra y su relación con el medio, incluyendo los seres vivos. El dominio temporal de la hidrología incluye la historia completa del agua en la tierra. Dentro del ciclo hidrológico, el agua no se moviliza a una tasa constante, existiendo una variabilidad tanto en el espacio como en el tiempo. Esta variabilidad depende tanto de factores externos a la cuenca fluvial, como el clima, como de factores intrínsecos de la cuenca como son los usos de suelo o la vegetación. En este sentido, el estudio de estas variaciones, y particularmente las relaciones clima e inundaciones, resultan importantes en la planificación de los recursos hídricos y en el análisis de riesgos.

En los últimos cincuenta años el número de eventos catastróficos relacionados con el clima parece haber aumentado, y muchos especialistas apuntan a una relación directa con el cambio del clima producido por el efecto invernadero. Para ello, tenemos que establecer relaciones entre los registros climáticos e hidrológicos, así como los contextos espacio-temporales y de evolución de las cuencas fluviales.

REGISTROS DE CRECIDAS ACTUALES Y PASADAS

Los registros de los caudales en los ríos se realizan en las denominadas estaciones de aforo, que presentan instrumentos de medida continua del nivel de agua y medidas directas con caudalímetro (aforos directos), determinados a partir de valores directos de altura-caudal (curvas de gasto o aforo). En España, las estaciones más antiguas de los anuarios de aforo que publica el Ministerio de Fomento (o de sus predecesores) datan de 1912, aunque el número de estaciones con 90 años de registro resulta muy limitado. Debido a que las crecidas catastróficas en zonas mediterráneas se presentan en “ciclos” temporales amplios (100-200 años), cabe la posibilidad de que estas crecidas extraordinarias (de mayor magnitud) no se hayan registrado en estas estaciones de aforo. El registro de crecidas puede ampliarse hacia el pasado mediante la utilización de información contenida tanto en archivos históricos, que incluyen documentos oficiales y eclesiásticos, como en archivos sedimentarios, normalmente depósitos de arena dejados por las crecidas. Los *archivos históricos* hacen referencia a aquellas crecidas que han producido daños en la propiedad, con indicación explícita de los daños y las dotaciones económicas empleadas para hacer frente a los desperfectos producidos en cada caso. Los *archivos sedimentarios* presentes a lo largo de los ríos almacenan evidencias de crecidas catastróficas registradas geológicamente durante milenios. Desde hace una década se han realizado en España estudios diversos trabajos cuyo objetivo fundamental consiste en descifrar la información contenida en estos archivos sedimentarios y documentales. A partir de estudios detallados se ha podido reconstruir la magnitud y la frecuencia de inundaciones catastróficas producidas en épocas históricas y prehistóricas. En la mayor parte de los casos, estas “paleocrecidas” superan con creces la magnitud de las inundaciones que se ha producido en las últimas décadas, y constituyen una información única para su utilización en los estudios de riesgos naturales y su relación con la variabilidad climática.

REGISTROS SEDIMENTARIOS: LAS PALEOCRECIDAS

La canalización del flujo durante una avenida deja una serie de indicadores a partir de los cuales puede inferirse el nivel de agua o 'paleoestado' (Fig. 1). Por un lado, estos indicadores pueden reflejar, la elevación de la inundación, mediante líneas o depósitos de restos vegetales, líneas de arcillas y limos, y marcas de erosión. Por otro lado, pueden indicar la altura mínima que alcanzó el agua durante el caudal punta, mediante depósitos de baja energía, marcas de impacto en troncos de árboles o líneas de erosión.

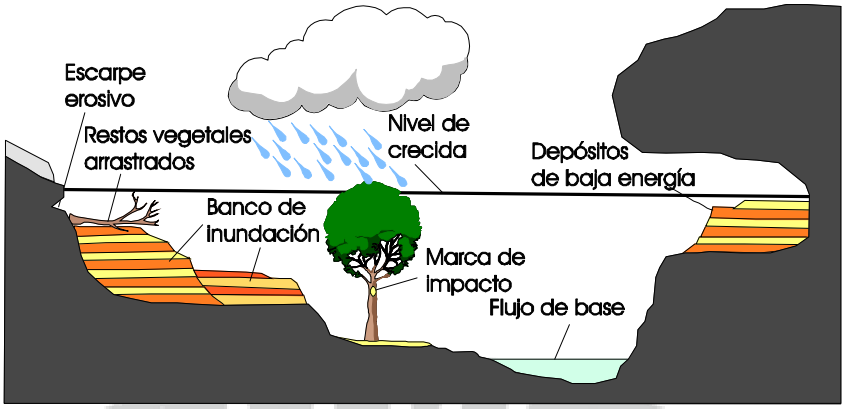


Figura 1. Esquema de un perfil transversal de un río con lecho rocoso donde se muestran los principales indicadores geológicos y botánicos generados por las crecidas, y que se pueden utilizar en la estimación de caudal.

Los depósitos de inundación de remanso o *slackwater deposits* son los indicadores que nos permiten la obtención del registro más completo sobre las inundaciones pasadas (Baker et al., 1983; Benito et al., 2003a y b). Estos depósitos se sedimentan en zonas inundadas donde el flujo de agua presenta con velocidades de flujo muy bajas o nulas. Estas zonas con velocidad baja se localizan principalmente en la desembocadura de barrancos afluentes, zonas de expansión de canal, curvas de meandros y cavidades en rocas. Los depósitos de crecida presentan texturas de arena y limo con espesores para cada nivel de crecida que oscilan entre unos pocos centímetros a 1.5 m (Fig. 2). Desde el punto de vista sedimentológico, se observa una textura granodecreciente con estructuras masiva, laminación horizontal y laminación cruzada. Por tanto, cada vez que se produce una crecida estas zonas de acumulación reciben una nueva "capa" o nivel de sedimentos que se apila sobre los depósitos anteriores. El reconocimiento de diferentes inundaciones requiere un estudio estratigráfico detallado. Los contactos entre los diferentes niveles de crecida suelen presentan signos de haber presentado una exposición subaérea (grietas de desecación, paleosuelos, acumulación de hojas y ramas, etc.), antes de la acumulación de nuevos depósitos de crecida.

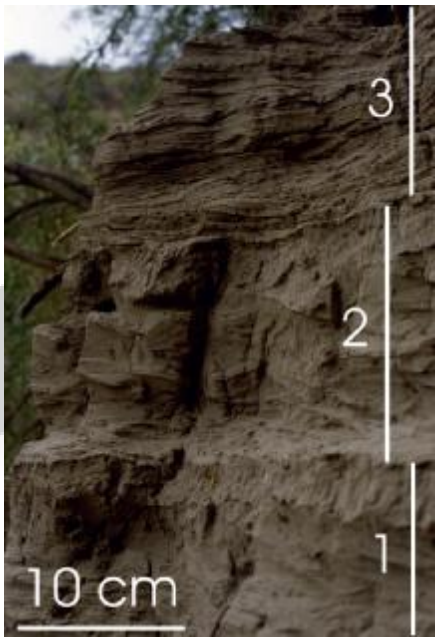


Figura 2: Arriba, dos bancos con depósitos de paleocrecidas. Derecha, detalle de la estratigrafía y sedimentología de los depósitos de remanso.

La cronología de las inundaciones se consigue a partir de la datación de las diferentes unidades. La datación relativa se obtiene a partir de la posición estratigráfica, así como mediante variaciones en las propiedades del material que cambien en función de la edad (Costa, 1978). La datación absoluta es posible a partir de técnicas geoquímicas y arqueológicas. La técnica más utilizada en la datación absoluta es el C-14, tanto mediante contadores de gas como mediante espectrómetro de acelerador de masas (AMS). El AMS es capaz de datar muestras orgánicas de muy pequeño tamaño, tales como semillas, polen, hojas o restos diminutos de carbón vegetal.

RECONSTRUCCIÓN DE LOS CAUDALES ASOCIADOS A LAS CRECIDAS DEL PASADO

El reconocimiento en campo de indicadores asociados a diferentes picos de avenida a lo largo del canal analizado, el establecimiento de sus relaciones y la datación de los depósitos nos proporciona la información necesaria para la reconstrucción de los caudales de estas inundaciones del pasada. Conocida la altura del flujo durante el caudal punta, la exactitud en los cálculos de los parámetros hidrológicos depende posteriormente de los métodos utilizados en la elaboración de los datos.

Son diversas las técnicas que se utilizan en la bibliografía para las determinaciones paleohidrológicas, como por ejemplo las fórmulas de Chezy y Manning para flujo uniforme. En la mayor parte casos las estimaciones se realizan a partir de modelos hidráulicos unidimensionales o métodos de paso estándar en canales abiertos (Chow, 1959; Shearman, 1976), al tener en cuenta las variaciones y pérdidas de energía del flujo de agua. El procedimiento de cálculo es de carácter iterativo de tipo prueba-error y se basan en la resolución de la ecuación de la energía en una dimensión derivado de la fórmula de Bernuilli para flujo estacionario gradualmente variado. Los modelos de paso estándar han sido utilizados con éxito en la reconstrucción de inundaciones catastróficas del pasado en España, tanto a partir de documentos históricos (Benito et al., 2003a), como de registros sedimentarios (Benito et al., 2003b).

VARIABILIDAD CLIMÁTICA E INUNDACIONES CATASTRÓFICAS EN ESPAÑA

Las investigaciones sobre paleocrecidas en España se han centrado en diversos tramos a lo largo de los ríos Tajo, Llobregat, Ter, Segre, Guadalentín y Guadalhorce. Los registros geológicos más completos se localizan en la cuenca del río Tajo, cerca de Puente del Arzobispo (Toledo) y en Alcántara (Cáceres), donde se han podido reconstruir las principales crecidas de los últimos 17.000 años (Benito et al., 2003b). Durante este periodo, se han identificado más de 80 grandes inundaciones en el río Tajo. Aguas abajo de El Puente del Arzobispo (Toledo), el río Tajo atraviesa un cañón rocoso de 125 m de profundidad excavado en rocas graníticas del Paleozoico. En esta zona los depósitos de inundación se apilan constituyendo tres niveles aterrazados con alturas de 17 m, 12 m y 10 m, sobre el fondo del río. Aquí los depósitos de inundación más antiguos datan del año 15.000 a.C. El estudio del polen contenido en estos sedimentos del Pleistoceno Tardío aportan datos sobre la vegetación existente en la zona en el momento de esta inundación, con presencia de Castaños (*Castanea*) que en la actualidad quedan relegados a zonas húmedas y templadas del Oeste Peninsular (Martín Arroyo et al., 1999). Durante el Holoceno (últimos 11.000 años), las crecidas más catastróficas se concentran en tres periodos 8540-8110 a.C., 5000 a.C. y 785-1205 AD, con caudales punta que superaron los 4100 $m^3 s^{-1}$ en el Puente del Arzobispo (superficie de la cuenca 35.000 km^2) y los 15.000 $m^3 s^{-1}$ en Alcántara (superficie de la cuenca de 52.000 km^2). Por su parte, los periodos 8110-7500 a.C., 7000-5000 a.C. y 1205-1450 AD registraron crecidas frecuentes pero de moderada o baja magnitud (2500 $m^3 s^{-1}$ en Puente del Arzobispo, y 6000 $m^3 s^{-1}$ en Alcántara) . Entre los periodos con elevada frecuencia de crecidas extraordinarias, destaca el comprendido entre 8540 y 8110 a.C., durante el cual se sucedieron al menos 12 inundaciones catastróficas que, en la actualidad, supondrían un serio riesgo para poblaciones como Toledo y Talavera de la Reina. Desde el punto de vista climático, este periodo con elevada frecuencia de crecidas extraordinarias se produce inmediatamente después del Younger Dryas (10.900-9250 a.C.), o periodo de retroceso climático a condiciones casi glaciares con temperatura media del planeta de 8º C inferiores a las actuales. Resulta previsible que el calentamiento global posterior al Younger Dryas llegó a producir en el entorno de la Península Ibérica un aumento de la circulación del oeste (masas húmedas y templadas), con elevada frecuencia de paso de sistemas frontales atlánticos, asociados con flujo zonal bajo en latitud, trayendo consigo precipitaciones copiosas y persistentes en la cuenca del Tajo. Diversas crecidas de magnitud similar se produjeron entre 785-1205 AD, lo que encaja con los datos procedentes de fuentes históricas que describen un número anómalo de crecidas catastróficas entre 1150 y 1200 AD, con importantes daños en Toledo y Talavera de la Reina. El registro sedimentario de las paleocrecidas muestra de nuevo un aumento en la frecuencia de las inundaciones entre 1650 y 1900 AD, coincidiendo con los avances glaciares producidos en algunas décadas de la denominada Pequeña Edad del Hielo (desde el Siglo XV a mediados del siglo XIX).

En los periodos más recientes, la mayor resolución temporal de la información histórica permite separarlo una serie de pulsos más cortos, de tres o cuatro décadas de duración. El registrado entre 1660-1700 AD se caracterizó por un incremento en el número de las crecidas y un descenso en las temperaturas. Este periodo coincide en el tiempo con el denominado Maunder Mínimo (1675-1715), que en Europa central produjo condiciones temperaturas muy severas con situaciones climáticas muy variables. Los periodos 1730-1760 AD y 1780-1810 AD se caracterizaron por una elevada irregularidad climática con frecuentes extremos

hidrológicos, tanto crecidas catastróficas como de sequías prolongadas. Destaca la crecida producida en diciembre de 1739 y que afectó a los ríos Duero, Tajo, Guadalquivir y Ebro, alcanzando los mayores caudales punta del registro documental en el río Duero y estimada en 19.000 m^3/seg. Señalar a modo de comparación algunos de los caudales de crecida de algunos de los principales ríos del mundo como el Amazonas (370.000 m^3/seg), Mississippi (70,000 m^3/seg), Nilo (13.200 m^3/seg), Danubio (15,900 m^3/seg) o el Colorado (7.080 m^3/seg). Sin embargo, las mayores crecidas de los últimos 750 años se produjeron durante la segunda mitad del siglo XIX y primera mitad del XX destacando, por su extraordinaria magnitud, las producidas en 1876 AD y en 1947 AD en el río Tajo, de las cuales existe detallada información documental (ver Benito et al., 2003a y b). Estas crecidas extraordinarias representan el final de la pequeña edad del hielo en las latitudes mediterráneas y se pueden considerar como la típica respuesta hidrológica del sistema a las nuevas condiciones de calentamiento del planeta.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Baker, V.R., Kochel, R.C., Patton, P.C., Pickup, G., 1983. Palaeohydrologic analysis of Holocene flood slack-water sediment. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment*. 6, 229-239.

Barriendos, M. y Martín-Vide, J., 1998. Secular Climatic Oscillations as Indicated by Catastrophic Floods in the Spanish Mediterranean Coastal Area (14th-19th Centuries), *Climatic Change*, **38**, 473-491.

Benito, G. y Sopeña, A., 2003. Los sistemas fluviales y las paleocrecidas. Historia Natural, **2**, 72-76.

Benito, G., Machado, Mª.J., y Pérez-González, A., 1996. Climate Change and Flood Sensitivity in Spain', in Branson J., Brown A.G., and Gregory K.J. (eds.), *Global Continental Changes: the Context of Palaeohydrology*, Geological Society, Special Publication 115, London, pp. 85-98.

Benito, G., Machado, Mª.J., y Pérez-González, A., 1996. Respuesta de las inundaciones al Cambio Climático: Datos del último milenio. En: J.J. Ibáñez, B.L. Valero Garcés y C. Machado (eds.). *El paisaje mediterráneo a través del espacio y del tiempo. Implicaciones en la desertificación*. Geoforma Ediciones, Logroño, 203-219.

Benito, G., Díez-Herrero, A. y Fernández de Villalta, M., 2003a. Magnitude and frequency of flooding in the Tagus Basin (Central Spain) over the last millennium. *Climatic Change,* **58**, 171-192.

Benito, G., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y., Machado, M.J. y Pérez-Gonzalez, A., 2003b. Palaeoflood record of the Tagus River (Central Spain) during the Late Pleistocene and Holocene. *Quaternary Science Reviews*, **22**, 1737-1756.

Chow, V.T., 1959. *Open-channel hydraulics*. New York, McGraw-Hill, 680p.

Costa, J.E., 1978. Holocene stratigraphy in flood-frequency analysis. Water Resources Research, **14**: 626-632.

Martín-Arroyo, T., Ruiz-Zapata, M.B., Pérez-González, A. Valdeolmillos, A. Dorado Valiño, M, Benito, G., Gil García, M.J., 1999. Paleoclima y paleoambiente durante el Pleistoceno Superior y el Tardiglaciar en la región central peninsular. In: Palli Buxó, L. and Roqué Pau, C. (Eds.), *Avances en el estudio del Cuaternario Español*, Girona, pp. 317-324.

Masachs, V., 1948. El régimen de los ríos Peninsulares. CSIC. Barcelona, 511p.

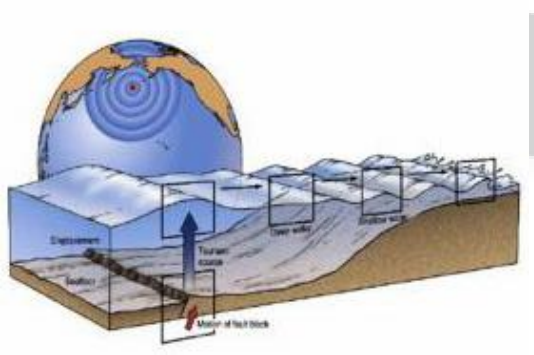
TEMA 17. Tsunami vs. *storm surge*: Su registro geológico durante el Holoceno en la Península Ibérica.

Javier Lario Gómez. *Universidad Nacional de Educación a Distancia, UNED (Madrid).*

Durante los últimos años han aparecido numerosos trabajos que describen **episodios de alta energía** ocurridos en el litoral y que han dejado un registro sedimentológico, geomorfológico o paleontológico que permite estudiar las características de los mismos. Estos depósitos han sido asociados la mayoría de la veces a **tsunamis** (eventos de alta energía producidos por una ola de gravedad asociada normalmente a eventos sísmicos o grandes deslizamientos) aunque existe el fenómeno de las ***storm surge*** (traducido como *marea atmosférica*, aunque tambien se podría traducir como *tormenta ciclónica,* y corresponde con una ola generada durante momentos de atmosféricos de bajas presiones –durante ciclones- en los que los vientos en altura empujan a la superficie del mar y hacen que se eleve por encima de su nivel habitual) que tiene características similares.

Dado que el estudio de paleotsunamis es esencial para poder obtener periodos de recurrencia de los mismos, es muy importante poder reconocer, a partir del registro geológico, los depósitos que corresponden a episodios tsunamigénicos y distinguirlos de los de *storm surge*. Esto no es siempre posible, dado que hay características comunes a ambos, que en general son: rotura de cordones de playa y formación de abanicos de derrame, depósitos mas delgados y de granulometría mas fina tierra adentro, secuencias granodecrecientes, base erosiva, presencia de fauna marina y fragmentos de conchas y de plantas. Si encontramos solo estas características, es difícil diferenciar el origen de los depósitos y solo podremos asociarlos a episodios de alta energía de origen marino.

Existen otras características de los depósitos que, si se encuentran, nos indican con más probabilidad que se pueden deber a la ocurrencia de un tsunami, como es: presencia de más de una secuencia granodecreciente (algunas veces son homogéneas), normalmente de una a tres (en el caso de *storm surges* solo se encuentra una secuencia, muchas veces homogénea); presencia de intraclastos del material subyacente, a veces presencia de bloques de gran tamaño; puede haber gran variación en el tamaño de grano de los sedimentos (de arcillas a bloques); no es frecuente que aparezcan estructuras sedimentarias (en *storm surges* son más comunes, con presencia de estratificación subhorizontal o planar, con canales). Además, otras evidencias sugieren que tsunamis de gran magnitud están asociados con una profunda reorganización de los sistemas de barrera-estuario, con extensas inundaciones, rotura de la barrera, sedimentación de múltiples abanicos de derrame y completa reorganización del sistema de drenaje.



El mayor registro de este tipo de episodios en el litoral peninsular ocurridos durante el Holoceno se encuentra en el Golfo de Cádiz. Durante los últimos años varios estudios se han centrado en describir y reconocer diferentes depósitos de eventos costeros de alta energía, asociando su formación a la ocurrencia de un tsunami e intentando establecer periodos de recurrencia de los mismos. Un revisión de estos datos parece indicar que, salvo algunos depósitos muy característicos que cumplen la mayoría de las premisas que permiten asociarlos a tsunamis, en general los depósitos encontrados no son concluyentes respecto al origen de los mismos, y solo podríamos hablar de eventos marinos de alta energía, sin poder concluir si su origen se debe a tsunamis o a *storm surges*.

BIBLIOGRAFÍA RECOMENDADA

Andrade, C. (1992): Tsunami generated forms in the Algarve barrier islands. Science of Tsunami Hazards 10: 21-33.

Alonso, C.; Gracia, F.J.; Del Rio, L.; Anfuso, G.; Benavente, J. & Martinez, J.A. (2004). Registro morfosedimentario de eventos históricos de alta energía en el litoral atlántico del Estrecho de Gibraltar (Trafalgar-Tarifa). En: Contribuciones recientes sobre Geomorfología (Benito, G. y Diéz herrero, A., Ed.), SEG-CSIC, Madrid:263-271.

Benavente, J., Del Río, L.; Gracia, F.J.; Martínez del Pozo, J.A. (2006). Coastal flooding hazard related to storms and coastal evolution in Valdelagrana spot (Cadi Bay Natural Park, SW Spain). Continental Shelf Research, 26: 1061-1076.

Cáceres, L.M.; Rodríguez Vidal, J.; Ruiz, F.; Rodríguez Ramírez, A. & Abad, M. (2006). El registro geológico Holoceno como instrumento para establecer periodos de recurrencia de tsunamis: el caso de la costa de Huelva. V Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Sevilla: 1-4.

Dabrio, C.J., J.L. Goy & C. Zazo (1998): The record of the tsunami produced by the 1755 Lisbon earthquake in Valdelagrana spit (Gulf of Cádiz, southern Spain). Geogaceta 23: 31-34.

Dawson, A.G. (1994): Geomorphological effects of tsunami run-up and backwash. Geomorphology 10: 83-94.

Dominey-Howes, D.T.M.; Humphreys, G.S. & Hesse, P.P. (2006). Tsunami and palaeotsunami depositional signatures and their potential value in understanding the late-Holocene tsunami record. The Holocene, 16: 1095-1107.

Kortekaas, S. & Dawson, A.G. (2007). Distinguishing tsunami and storm deposits: An example from Marthinal, SW Portugal. Sedimentary Geology (in press)

Lario, J. (1996): Ultimo y Presente Interglacial en el área de conexión Atlántico – Mediterráneo: Variaciones del nivel del mar, paleoclima y paleoambientes. Ph.D. Thesis. Universidad Complutense de Madrid: 269 pp.

Lario. J., Zazo, C., Plater, A.J., Goy, J.L., Dabrio, C., Borja, F., Sierro, F.J. and Luque, L., (2001). Particle size and magnetic properties of Holocene estuarine deposits from the Doñana National Park (SW Iberia): evidence of gradual and abrupt coastal sedimentation. Zeitschrift fur Geomorphologie 45(1), 33-54.

Lario. J.; Spencer, C.; Plater, A.J.; Zazo, C.; Goy, J.L..; Dabrio, C. (2001). Particle size characterisation of Holocene back-barrier sequences from North Atlantic coasts (SW Spain and SE England). Geomorphology 42: 25-42

Luque, L.; Lario, J.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Dabrio, C. J. & Borja, F. (2002). Sedimentary record of historical tsunamis in the Bay of Cádiz (Spain). Journal of Quaternary Science, 17: 623-631.

Luque, L.; Lario, J.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Dabrio, C.J.; Silva, P.G. (2001). Tsunami deposits as palaeosismic indicators: examples from the spanish coast. Acta Geológica Hispánica, 36:197-211.

Luque, L.; Zazo, C.; Lario, J.; Goy, J.L.; Civis, J.; Gonzalez-Hernandez, F.M.; Silva, P.G.; Dabrio, C.J. (2004). El efecto del tsunami de 1755 en el litoral de Conil de la Frontera (Cádiz). Zona Arqueológica, 4. Miscelánea en Homenaje a Emiliano Aguirre. V-I, Geología: 72-82.

Rodríguez Ramírez, A., J. Rodríguez Vidal, L. Cáceres, L. Clemente, G. Belluomini, L. Manfra, S. Improta & J.R. de Andrés (1996): Recent coastal evolution of the Doñana National Park (SW Spain). Quaternary Science Reviews 15 (8-9): 803-809.

Ruiz, F.; Rodriguez Ramirez, A.; Caceres, L.; Rodríguez Vidal, J.; Carretero, M.I.; Clemente, L.; Muñoz, J.M.; Yañez, C. & Abad, M. (2004). Late Holocene evolution of the southwestern Doñana Nacional Park (Guadalquivir estuary, SW Spain): a multivariate approach. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 204: 47-64.

Ruiz, F.; Rodriguez Ramirez, A.; Caceres, L.; Rodríguez Vidal, J.; Carretero, M.I.; Abad, M.; Olias, M. & Pozo, M. (2005). Evidence of high-energy events in teh geolocical recors: Mid-holocene evolution of the southwestern Doñana Nacional park (SW Spain). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 229: 212-229.

Sheffers, A. & Kelletat, D. (2003). Sedimentologic and geomorphologic tsunami imprints worldwide - a review. Earth Science Reviews, 63: 83-92.

Tuttle, M.P.; Ruffman, A.; Anderson, T. & Jeter, H. (2004). Distinguishing tsunami from storm deposits in eastern North America: the 1929 grand banks tsunami versus the 1991 Halloween storm. Seismological Research Letters, 75:117-131.

Whelan, F. & Kelletat, D. (2003). Analysis of tsunami deposits at cabo de Trafalgar, Spain, using GIS and GPS technology. Essener Geographische Arbeiten, 35:11-25.

Whelan, F. & Kelletat, D. (2004). Boulder deposits on the Southern Spanish Atlantic Coast: possible evidence for the 1755 AD Lisbon Tsunami?. Science of Tsunami Hazards, 23(3):25-38.

TEMA 18. Vulcanismo Cuaternario en Las Islas Canarias.

Francisco José Pérez-Torrado. *Universidad de Las Palmas de Gran Canaria (Canarias)*

Hay más de un millón de volcanes submarinos en la Tierra, de los cuales sólo unos pocos miles tienen éxito y alcanzan suficiente desarrollo para formar islas volcánicas intraplacas, como las Islas Canarias. Es la lucha titánica entre los ritmos de construcción (principalmente, actividad volcánica) y destrucción (deslizamientos gigantes instantáneos y procesos erosivos continuos), unido a un ambiente geodinámico adecuado (litosfera delgada, placa en lento movimiento, alta tasa de producción magmática, etc.) los que condicionarán el éxito o fracaso en la formación de estas islas volcánicas. Incluso una vez formadas, serán estos mismos condicionantes los que permitirán que se mantengan emergidas durante épocas geológicas o sean rápidamente sumergidas.

El modelo de punto caliente explica adecuadamente el origen y desarrollo de estas islas volcánicas intraplacas. En este modelo, el chorro ascendente de magma genera repetidamente islas que en sus inicios son muy similares y que según su lejanía con este punto caliente van pasando sucesivamente por cuatro etapas, cada una de ellas con particularidades volcánicas, geomorfológicas, estratigráficas, petrológicas, etc. bien diferenciadas:

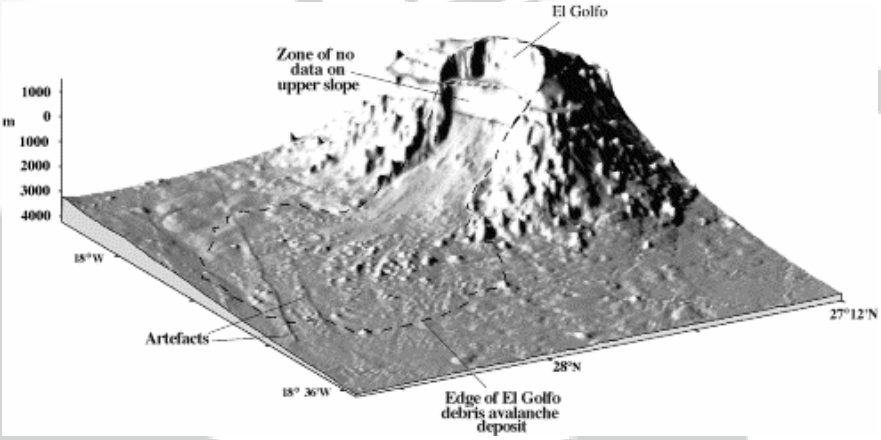
1. **Crecimiento submarino**, profundo con apilamiento básicamente de lavas almohadilladas y somero, con erupciones hidromagmáticas.
2. **Etapa juvenil**, que conforma el inicio del crecimiento subaéreo en forma de volcán en escudo, con altas tasas eruptivas, deslizamientos gigantes de sus flancos, etc.
3. **Etapa de inactividad volcánica**, donde los agentes erosivos serán los encargados de esculpir el relieve.
4. **Etapa de rejuvenecimiento volcánico**, con volcanismo progresivamente menguante y continuación del predominio del desmantelamiento erosivo.

En la actualidad, cada una de las Islas Canarias se encuentra en alguno de estos estadios (Tabla 1), lo cual tiene una repercusión directa en dos aspectos a considerar en esta conferencia: el relieve y los peligros volcánicos.

- Las islas más occidentales (La Palma y El Hierro), aún en la fase evolutiva en escudo, tienen un desarrollo incipiente, con predominio absoluto de los relieves constructivos (volcánicos) configurando en consecuencia un edificio de alta relación de aspecto y relieve escarpado. La gran mayoría de la actividad volcánica Cuaternaria del Archipiélago se concentra en estas islas.
- La Gomera se encuentra en el estadio de reposo eruptivo, con el escudo volcánico completado y fuertemente afectado por la erosión, fundamentalmente expresada en una red radial de barrancos muy encajados. No ha tenido ninguna actividad volcánica en el Cuaternario.
- La isla de Tenerife, en la fase temprana de rejuvenecimiento, marca el punto de máximo crecimiento alcanzable por estas islas con la formación de un gran estratovolcán central (el Teide).
- Gran Canaria, que hace unos 3 millones de años era muy parecida a Tenerife, incluso con un volcán central muy parecido al Teide (el volcán Roque Nublo), se encuentra en la actualidad en un estadio de rejuvenecimiento muy avanzado. Sus relieves son marcadamente erosivos, con actividad volcánica puntual y muy dispersa espacio-temporalmente.
- Fuerteventura y Lanzarote, en un estadio de rejuvenecimiento volcánico casi terminal, manteniendo apenas una fracción del volumen máximo que alcanzaron, lo que se refleja en un relieve suavizado, sin elevaciones importantes y con predominio de morfologías erosivas y sedimentarias. De hecho, la isla de Lanzarote, reiteradamente presentada como volcánicamente muy activa y joven, no es mas que una isla muy vieja que ha sufrido un “maquillaje” volcánico debido a que las lavas y piroclastos emitidos en las erupciones históricas de 1730-36 y 1824 pudieron extenderse por una amplia superficie, gracias a la existencia de un relieve previo muy suavizado.

	El Hierro	La Palma	La Gomera	Tenerife	Gran Canaria	Lanzarote	Fuerteventura
Escudo (*)	1,2 – 0,88 & 0,54 –0,15 & 0,13 -0	1,77 – 1,2 & 1,08 – 0,41 & 0,12 - 0	9,43 – 8,04 & 7,36 – 4,98 & 5,4 – 4,25	11,86 – 8,95 & 6,11 – 5,15 & 4,89 – 3,95	14,5 – 14 & 14 – 13,3 & 13,3 -8	15,61 – 14,06 & 8,89 – 6,3	20,19 – 18,04 & 16,35 – 13,09
Reposo volcánico	-----	-----	4,25 - 0	8,95 – 3,5 (área central de la isla)	8 – 5,5	6,3 – 1,2	13 - 5
Rejuvenecimiento	-----	-----	Casi inactivo (una erupción datada en 1,92 m.a.)	3,5 – 0,2 & 1,2 – 0 & 0,2 - 0	5,5 – 3 & 3,5 – 1,4 & 1,1 - 0	1,17 -0	5,09 – 4,15 & 2,28 – 0,99 & 0,36 – 0,03

Tabla 1.- Edades (en millones de años) de los principales estadios de crecimiento subaéreo de las Islas Canarias. (*) Multicíclico: comprende en algunas islas diferentes volcanes en escudo, calderas de colapso, deslizamientos gigantes, resurgencias caldéricas, etc.



BIBLIOGRAFÍA RECOMENDADA

Ancochea, E.; Barrera, J.L.; Bellido, F.; Benito, R.; Brändle, J.L.; Cebriá, J.M.; Coello, J.; Cubas, C.R.; De la Nuez, J.; Doblas, M.; Gómez, J.A.; Hernán, F.; Herrera, R.; Huertas, M.J.; López-Ruiz, J.; Martí, J.; Muñoz, M. y Sagredo, J. (2004): *Canarias y el vulcanismo neógeno peninsular*. En J.A. Vera (Editor principal): Geología de España. Ed. SGE-IGME, 635-682.

Anguita, F.; Márquez, A.; Castiñeiras, P. y Hernán, F. (2002): *Los Volcanes de Canarias. Guía geológica e itinerarios*, Ed. Rueda, 222 pp.

Carracedo, J.C. (coordinador) (2006): *Los volcanes del Parque Nacional del Teide. El Teide, Pico Viejo y las dorsales activas de Tenerife*. Ed. Organismo Autónomo de Parques Nacionales, Ministerio de Medio Ambiente. 388 pp + 1 mapa.

Carracedo, J.C.; Pérez Torrado, F.J.; Ancochea, E.; Meco, J.; Hernán, F.; Cubas, C.R.; Casillas, R.; Rodríguez Badiola, E. y Ahijado, A. (2002): *Cenozoic volcanism II: the Canary Islands*. En W. Gibbons y T. Moreno (Editores científicos): The Geology of Spain. Ed. The Geological Society of London, 439-472.

Carracedo, J.C. y Tilling, R. I. (2003): *Geología y volcanología de islas volcánicas oceánicas, Canarias-Hawaii*. Ed. Servicio de Publicaciones de la Caja General de Ahorros de Canarias, Santa Cruz de Tenerife (publicación nº 293), 73 pp.

TEMA 20. Paleosismología: Terremotos, Paleoterremotos y peligrosidad sísmica en España.

Miguel Ángel Rodríguez-Pascua. *Universidad San Pablo-CEU (Madrid)*

La Paleosismología es la rama de la Geología que estudia los terremotos antes de las primeras crónicas históricas, haciendo especial hincapié en su localización, datación y cálculo de la energía liberada (Wallace, 1981).

La Paleosismicidad en áreas como la Península Ibérica es una aportación clave en los cálculos de peligrosidad sísmica, ya que los periodos de retorno que superan los 1000 años y los registros instrumental e histórico no abarcan más allá del año 1500. La paleosismicidad aportará datos en periodos temporales que pueden abarcar todo el Holoceno y el periodo neotectónico, añadiendo un importante registro de grandes eventos sísmicos de los que no se tenía constancia con anterioridad. De otra forma, la peligrosidad sísmica quedaría infravalorada. Gutenberg y Richter (1954) indican que en la mayoría de los países los registros sísmicos usuales abarcan sólo unos pocos siglos y muchas zonas con fallas activas no han registrado eventos sísmicos importantes (ni históricos, ni instrumentales). Vitori *et al*. (1991) afirman que, para solucionar este problema, la Paleosismicidad viene a aportar un complemento de datos sísmicos al catálogo histórico e instrumental de grandes eventos. Además, gran parte de la historia sísmica de la mayoría de las fallas activas sólo es accesible mediante técnicas paleosísmicas (McCalpin, 1996).

La peligrosidad (*P*) es la probabilidad de que tenga lugar un evento catastrófico de un grado de intensidad determinado para área asignada en un tiempo (*t*), siendo necesario para su cálculo determinar el periodo de retorno (*T*, inversa de la probabilidad anual de excedencia). Precisamente en esta cuestión es donde la paleosismología aporta datos que suponen un importante aporte en los cálculos de peligrosidad, sin los cuales esta quedaría infravalorada.

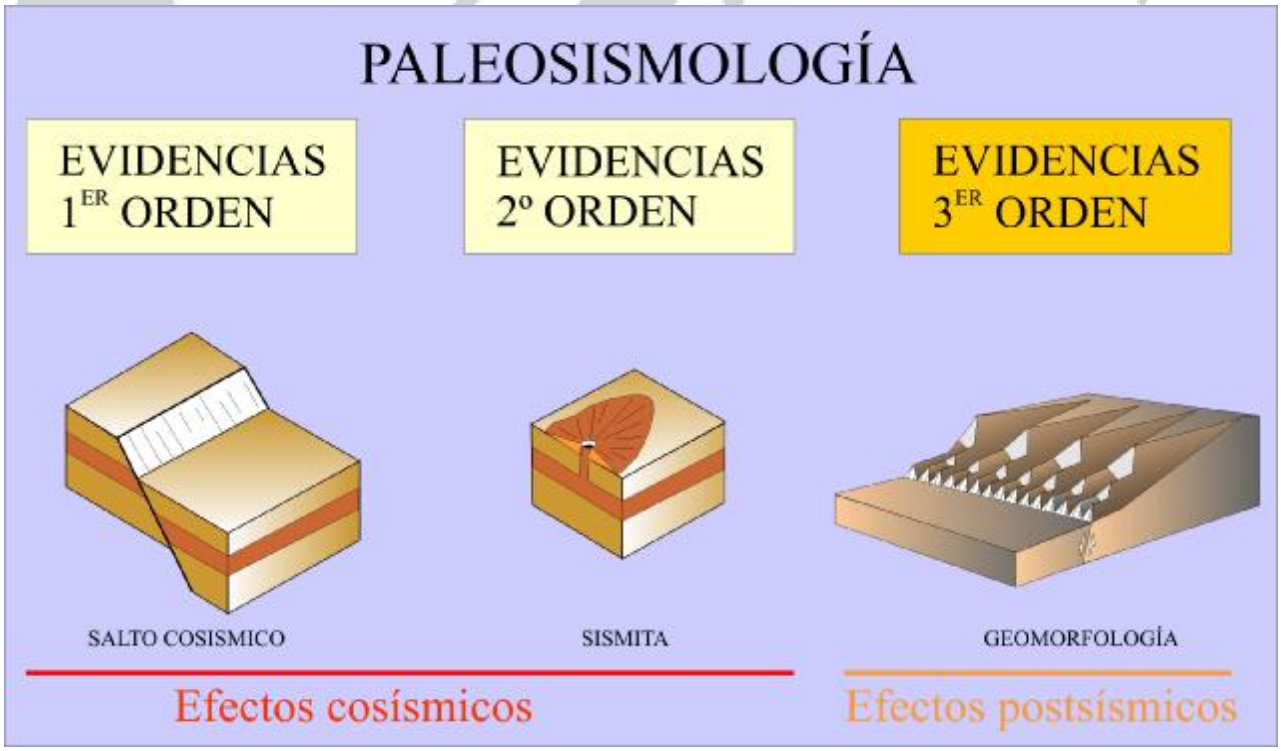


Figura. 1. Categorías de evidencias paleosísmicas y efectos postsísmicos

La Paleosismología es un campo multidisciplinar de investigación, en el que se combinan muy diferentes técnicas, entre otras: Geología Estructural, Tectónica y Neotectónica, Sedimentología, Geomorfología, Sismología, Petrología, Geocronología y Arqueosismología.

Esta combinación de técnicas está enfocada a identificar evidencias paleosísmicas, que según McCalpin (1996) podemos clasificar en:

- *Primer Orden*: evidencias directamente relacionadas con la ruptura superficial cosísmica de una falla.

- *Segundo Orden*: evidencias generadas sobre el terreno de forma indirecta durante el terremoto, como son los procesos de licuefacción y fluidificación, que dejarán registro mediante sismitas en la serie sedimentaria.
- *Tercer Orden*: modelado del terreno posterior al evento sísmico, como son la facetas triangulares, condicionamiento de la red fluvial, etc., área de la que se encarga la Geomorfología.

Según este autor, los dos primeros grupos de evidencias tienen un valor equivalente e inequívoco a la hora de identificar un paleoterremoto, mientras que el tercero tendría que ir acompañado de evidencias de los otros dos grupos para poder identificar actividad paleosísmica asignada a un evento. Lo idóneo es combinar los tres tipos de evidencias a la hora de identificar un paleoterremoto. Para el estudio de evidencias de primer orden se aplican técnicas de trinchera con el objeto de determinar los principales saltos cosísmicos de falla y la edad de los mismos. La Sedimentología y Estratigrafía, combinadas con geología Estructural son la base de los estudios de sismitas, siendo los lagos los medios sedimentarios candidatos preferentes para estos estudios (Lucchi, 1995). Esto se debe a la calidad y continuidad del registro sedimentario lacustre.

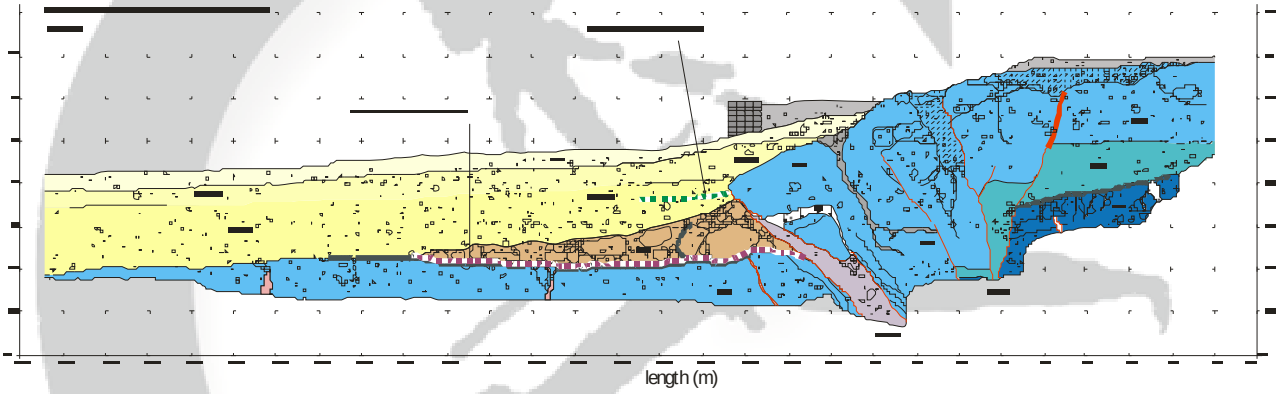


Figura 2. Ejemplo de una de las primeras trincheras de falla realizadas en la Península Ibérica, en las Cadenas Costeras Catalanas (Tomado de Masana et al., 2001).

BIBLIOGRAFÍA BÁSICA

Gutenberg, B., Richter, C.F. 1954. *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*. 2nd, ed. Princeton Univ. Press. Princeton N.J. 310 p.

Lucci, F. R. 1995. Sedimentatological indicators of Paleoseismicity. En: Perspectives in Paleoseismology (L. Serva, y D.B. Slemmons, Eds.), *Assoc. Eng. Geol., Spec. Pub.*, 6: 7-18.

Masana, E., Villamarin, J.A. and Santanach P., 2001. Paleoseismic results from multiple trenching analysis along a silent fault: The El Camp Fault (Tarragona, NE Peninsula Ibérica. *Acta Geol. Hisp.*, 36 (3-4), 329-341.

McCalpin, J.P. 1996. *Paleoseismology*. Academic Press, San Diego: 588 p.

Santanach, P., Massana, E., 2001. Paleoseismicity in Spain. Acta Geológica Hispánica, 36. 711 pp.

Vittori, E., Labini, S.S. y Serva, L. 1991. Paleoseismology: review of the state-of-the-art. En: Investigation of Historical Earthquakes in Europe (M. Stucchi, D. Postpischl y D. Slejko, Eds.), *Tectonophysics*, 193: 9-32.

Wallace, R.E. 1981. Active faults, paleoseismology and earthquake hazards in the western United States. En: *Earthquake prediction: An international review.* (D. W. Simpson and P.G. Richards, eds.), Maurice Ewing Ser. Am. Geophys. Union, Washington, D.C. 4: 209-216.

TEMA 21. Cambios del nivel del mar y su registro en las costas peninsulares e insulares españolas.

Cari Zazo, *Museo Nac. Ciencias Naturales, CSIC (Madrid).*

Si bien a principios del Siglo XX una relación entre los cambios climáticos, regidos por las variaciones de la órbita terrestre, y las variaciones del nivel del mar deducidas a partir del estudio de las terrazas marinas del Mediterráneo era ya referenciada; no es hasta mediados del mismo siglo, cuando la utilización del $\delta^{18}O$ a partir de los sondeos marinos profundos, permite diseñar una primera evaluación de las variaciones verticales del nivel del mar en relación con el volumen de hielo acumulado en los casquetes y la temperatura superficial del agua del mar.

La continuidad en el análisis de los testigos de los sondeos oceánicos, asi como los importantes sondeos en hielo llevados a cabo en ambos Hemisferios, en la última década del siglo pasado y durante el actual , junto con la mejora y utilización de técnicas nuevas de datación ha permitido conocer en mayor detalle los cambios climáticos, deducir que estos pueden producirse de forma brusca, y en consecuencia que la alternancia de períodos glaciares fríos con interglaciares cálidos es mucho más compleja que lo que se deduce a partir de la curva SPECMAP (curva standard global del $\delta^{18}O$ del Océano) y que la duración de algunos de los picos cálidos de los Interglaciares era bastante más extensa. .

Mientras tanto se construyeron varias curvas del nivel del mar, basadas en los datos que aportaban las terrazas coralinas del Caribe particularmente aquellos que representaban el OIS 5e (~125 Ka), asumiendo un comportamiento téctonido estable de la costa, o asumiendo una tasa de elevación constante a lo largo del tiempo.

En la actualidad conocemos que los efectos glacio-hidro-isostáticos, junto con la no estabilidad tectónica complican enormente el conocimiento de la paleoposición altimétrica del nivel del mar en un momento determinado, haciendo más difícil por el momento la construcción de una curva del nivel del mar global a lo largo del Cuaternario, incluso para los últimos 200.000 años.

Los modelos climáticos llevados a cabo con el fin de hacer predicciones futuras, comparando el presente interglacial con los interglaciares precedentes, sugieren un comportamiento del interglacial Holoceno similar al interglacial OIS 11,según los parámetros orbitales y muy diferente del Ultimo Interglacial (OIS 5e), como había sido admitido hasta hace pocos años. Esto significa que la tierra no entrará de forma natural en la siguiente glaciación hasta 50 Ka AP (Loutre, 2003).

De los estudios llevados a cabo por nosotros en las costas españolas, basados en el análisis de terrazas marinas y rellenos de los estuarios, y con una cronología basada en diferentes métodos de datación (Series del Uranio, Radicarbono, Luminiscencia, Racemización de aminoácidos, K/Ar, Paleomagnetismo) podemos destacar algunos resultados interesantes en relación con los cambios climáticos .

En los últimos 700 Ka años el interglaciar más importante fue el OIS 11 (420-360 Ka) caracterizado en las áreas de estudio por presentar las terrazas más desarrolladas, y con un paleoacantilado (escarpe) de mayor magnitud separando estas superficies marinas de las terrazas más recientes. Esto sugiere un nivel del mar más alto que el de los interglaciares subsecuentes y una duración del mismo más prolongada. Los datos de las Islas Baleares, indican la primera entrada de la fauna cálida “Senegalesa” en el Mediterráneo durante el Cuaternario, durante el OIS 11..

Las terrazas marinas correspondientes al OIS 7 (~180-200 Ka) solo se observan en costas con una tasa de elevación igual o mayor que 0.025 mm/año, durante los últimos 135 Ka. En dichas terrazas la presencia del *Strombus* es general en las costas mediterráneas del Sur y Sureste Peninsular.

Con relación al Ultimo Interglaciar, las terrazas más desarrolladas se corresponden con el OIS 5e que cubre un lapso temporal de unos 20 Ka (135-117 Ka). Una fuerte inestabilidad climática se registró a lo largo del mismo, lo que dio origen en el caso más completo al desarrollo de tres highstands. En la cuenca Mediterránea, el highstand más antiguo se caracterizó por el desarrollo de oolitos en los sectores con morfología de la plataforma y dinámica litoral adecuada, indicando una cierta aridez en el continente en relación con las condiciones climáticas más húmedas y con fuertes oleajes que caracterizaron la parte final del OIS 5e.

El "*bloom*" de la fauna "Senegalesa" incluido el *S. bubonius*, se produce a lo largo del último interglacial (OIS 5e, 5c/5a) en el Mediterráneo particularmente en el Golfo de Almería. En el Golfo de Cádiz y en la costa Atlántica africana la fauna "cálida Senegalesa", sin *S. bubonius*, tan solo se ha sido registrada durante el OIS 5e (~128 Ka). En el Golfo de Cádiz y en la costa Atlántica africana la fauna "cálida Senegalesa", sin *S. bubonius*, tan solo se ha sido registrada durante el OIS 5e (~128 Ka).

La ausencia de fauna cálida durante el presente interglaciar Holoceno es común en todas las costas estudiadas. El presente interglaciar Holoceno se caracteriza por oscilaciones del nivel del mar con periodicidades mileniales, centeniales y decadales relacionadas con los ciclos Dansgaard-Oeschger, ciclos Bond, eventos fríos Bond, ciclos de manchas solares, y probablemente variaciones del índice NAO, que en nuestras latitudes están relacionadas fundamentalmente con cambios en la aridez/humedad atmosférica y cambios en la intensidad de los vientos.

Con relación al nivel del mar, no existe una relación directa entre el aumento de temperatura y el nivel del mar. Los datos que se tienen actualmente sugieren que no existe una aceleración en la subida del nivel del mar, tal como ocurre con la temperatura. Por otra parte, las diferencias topográficas del nivel del mar a lo largo del globo son debidas fundamentalmente, desde hace ~6500 BP, a la distribución diferencial de las masas de agua oceánica vía corrientes superficiales. A nivel regional las diferentes tendencias de ascenso o descenso del nivel del mar se deben fundamentalmente a procesos glacio-hidro-isostáticos, dependiendo de la situación (distancia) de una determinada costa con relación a los antiguos casquetes,morfología y topografia de la plataforma , y a factores más locales de tipo climático.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALONSO, A., PAGÈS, J.L. (2005). La transgresión holocena en el noroeste peninsular. *Iberian coastal holocene paleonvironmental evolution.* COASTAL HOPE Workshop, Lisboa, Julio 2005, 85-88.

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.

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.

BOSKI, T., MOURA, D., CAMACHO, S., DUARTE, R.D.N., SCOTT, D.B., VEIGA-PIRES, C., PEDRO, P. & SANTANA, P. (2002). Postglacial sea level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal (Spain border). *Sedimentary Geology*, 150, 103-121.

BOWEN, D.Q. (1999). +23 m stage 11 sea-level in Southern Britain. In: *Workshop Report U.S. Geol. Surv. Open-File Report*, 99-312, 15-17.

CAUSSE, C.; GOY, J.L.; ZAZO, C.; HILLAIRE-MARCEL, C. (1993). Potential chronologique (Th/U) des faunes Pléistocènes méditerranéenes: Example des terrasses marines des régions de Murcie et Alicante (Sud-Est de l'Espagne). *Geodinámica Acta*, 6(2): 121-134

CHAPPELL, J.; SHACKLETON, N.J. (1986): Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324: 137-140.

CUERDA, J. (1989): Los tiempos cuaternarios de las Baleares. Dir. Gral. Cultura. Conselleria de Cultura, Educació i Esports, Govern Balear, Mallorca, 305 pp.

DABRIO, C.J., ZAZO, C., GOY, J.L., SIERRO, F.J., BORJA, F., LARIO, J., GONZÁLEZ, J.A. & FLORES, J.A. (2000). Depositional history of estuarine infill during the Late Pleistocene-Holocene postglacial transgression. *Marine Geology*, 162, 381-404.

DANSGAARD, W., JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N.S., HAMMER, C.U., HUIDBERG, C.S., STEFFENSEN, J.P., SVEINS-JÖRMSDOTTIR, JOUZEL, J. & BOND, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.

deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T. & Sarnthein, M. (2000). Coherent high and low latitude climate variability during the Holocene warm period. *Science*, 288, 2198-2202.

GOY, J.L., ZAZO, C., DABRIO, C.J. (2003). A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Geomorphology*, 50, 251-268

GOY, J.L.; ZAZO, C., BARDAJÍ, T.; SOMOZA, L., CAUSSE, C., HILLAIRE-MARCEL, C. (1993). Eléments d'une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d'Alicante-Murcia, Sud-est de l'Espagne. *Geodinamica Acta*, 6: 103-119.

HEARTY, P.J., KINDLER, P., CHENG, H., EDWARDS, R.L. (1999). A+20 m middle Pleistocene sea-level highstand (Bermuda and the Bahamas) due to partial collapse of Antarctic ice. *Geology*, 27 (4), 375-378.

HILLAIRE-MARCEL, C.; CARRO, O.; CAUSSE, C.; GOY, J.L., ZAZO, C. (1986): Th/U dating of Strombus bubonius bearing marine terraces in southeastern Spain. *Geology*, 14: 613-616.

IPCC (1998).Climate Change 1998. Cambridge, University Press.

IPCC (2001). Climate Change 2001. Cambridge, University Press.

LAMBECK, K. (2002). Sea level change from mid Holocene to Recent time: an Australian example with global implications. In: *Ice Sheets, Sea Level and the Dynamic Earth, Geodynamics Series*, 29. American Geophysical Union, Washington, DC, 33-50.

LAMBECK, K.; NAKADA, M. (1992): Constraints on the age and duration of the last interglacial period and on sea-level variations. *Nature*, 357:125-128.

LOUTRE, M.F. & BERGER, A. (2003). Marine Isotope Stage 11 as an analogue for the present interglacial. *Global and Planetary Change*, 36, 209-217.

LOUTRE, M.F. (2003). Clues from MIS 11 to predict the future climate –a modelling point of view. *Earth and Planetary Science Letters*, 212, 213-224.

McMANUS, J.F.; OPPO, D.W.; CULLEN, J.L. (1999): A 0.5 million-year record of millenial-scale climate variability in the North Atlantic, *Science*, 283, 971-975.

MECO, J.; GUILLOU, H.; CARRACEDO, J.C., LOMOSCHITZ, A.; RAMOS, A.G.; RODRÍGUEZ-YÁÑEZ, J.J. (2002). The maximum warmings of the Pleistocene world climate recorded in the Canary Islands. *Palaeogeograpy, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 185: 197-210.

MÖRNER, N.A. (2004). Estimating future sea level changes. *Global and Planetary Change*, 40, 49-54.

MUHS, D.R., SIMMONS, K.R. & STEINKE, B. (2002). Timing and warmth of the Last Interglacial period: new U-series evidence from Hawaii and Bermuda and a new fossil compilation for North America. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1355-1383.

MURRAY-WALLACE, C.V.; BROOKE, B.P.; CANN, J.H.; BELPEIRO, A.P.; BOURMAN, R.P. (2001): Whole-rock aminostratigrapy of the Coorong Coastal Plain, South Australia: towards a one million year record of sea-level highstands. *Journal Geological Society* London, 158: 111-124.

PETIT, J.R., JOUZEL, J., RAYNAUD, D., BARROW, N.I., BARNOLA, J.M., DELAYGUE, G., DELMOTTE, M., MOBASILE, L., BENDER, M., CHAPELLAZ, J., DAVIS, M., LIPENKOV, V.Y., LORIUS, C., PEPIN, L., RITZ, C., SALTZMAN, E. & STIEVENARD, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429-436.

PETIT, J.R.; JOUZEL, J.; RAYNAUD, D.; BARKOV, N.I., BARNOLA, J.M., DELAYGUE, G.; DELMOTTE, M.; MOBASILE, L.; BENDER, M.; CHAPELLAZ, J.; DAVIS, M.; LIPENKOV, V.Y.; LORIUS, C.; PEPIN, L.; RITZ, C., SALTZMAN, E.; STIEVENARD, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399: 429-436.

PIRAZZOLI, P.A. (2004). A review of possible eustatic, isostatic and tectonic contributions in eight late-Holocene relative sea-level histories from the Mediterranean area. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1989-2001.

RODRÍGUEZ-RAMÍREZ, A., RODRÍGUEZ VIDAL, J., CÁCERES, L., CLEMENTE, L., BELLUOMINI, G., MANFRA, L., IMPROTA, S. & DE ANDRÉS, J.R. (1996). Recent coastal evolution of the Doñana National Park (S. Spain). *Quaternary Science Reviews*, 15, 803-809.

SHACKLETON, N.J. (1987): Oxygen isotopes, ice volumes and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6: 183-190.

STIRLING, C.H., ESAT, T.M., MCCULLOCK, M.T. & LAMBECK, K. (1995). High-precision U-series dating of corals from Western Australia and implications for the timing and duration of the last interglacial. *Earth and Planetary Science Letters*, 135, 115-130.

ZAZO, C. (1999): Interglacial sea levels. *Quaternary International* 55, 101-113.

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.

ZAZO, C.; GOY, J.L.; DABRIO, C.J.; BARDAJÍ, T.; HILLARIE-MARCEL, C.; GHALEB, B.; GONZÁLEZ-DELGADO, J.A.; SOLER, V. (2003a). 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.

ZAZO, C.; GOY, J.L.; DABRIO, C.J; BARDAJI, T.; SOMOZA, L.; SILVA, P. (1993). The Last Interglacial in the Mediterranean as a model for the present interglacial. *Global and Planetary Change*, 7: 109-117

ZAZO, C.; GOY, J.L.; HILLAIRE-MARCEL, C.; GILLOT, P.Y.; SOLER, V.; GONZÁLEZ, J.A.;DABRIO, C.J.; GHALEB, B. (2002): Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited a reappraisal of relative sea-level changes and vertical movements in the eastern Canary Islands during the Quaternary. *Quaternary Science Reviews*, 21: 1019-2046.

ZAZO, C.; SILVA, P.G.; GOY, J.L.; HILLAIRE-MARCEL, C.; GHALEB, B.; LARIO, J.; BARDAJÍ, T.; GONZÁLEZ, A. (1999). Coastal uplift in continental collision plate boundaries: data from the Last Interglacial marine terraces of the Gibraltar Strait area (south Spain). *Tectonophysics*, 301: 95-109.

TEMA 22. Año Internacional del Planeta Tierra 2008 UNESCO. (Trienio 2007-2009)

Alfonso Meléndez Hevia. *Universidad de Zaragoza (Zaragoza).*

La celebración del Año Internacional del Planeta Tierra es una decisión de la Asambles General de las Naciones Unidas, a propuesta de la IUGS y de la UNESCO.

La decisión se toma como una resolución de la 33ª Conferencia General de la UNESCO en Octubre de 2005.

La proclamación tiene lugar en la Asamblea General de Naciones Unidas el 22 Diciembre de 2005

Considerandos de la Resolución
El aprovechamiento de la abundante información científica sobre el Planeta Tierra e insuficiente conocimiento por el público y por los responsables de la adopción de políticas y decisiones.

Convicción de que la enseñanza de las Ciencias de la Tierra proporciona instrumentos beneficiosos para el uso sostenible de los recursos naturales y para construir la infraestructura científica esencial para el desarrollo sostenible.

Asunción de que el AIPT puede desempeñar un papel fundamental en la sensibilización de los ciudadanos sobre el desarrollo sostenible de los procesos y recursos de la Tierra así como la prevención, reducción y mitigación de los desastres

Bases de la propuesta del Año Internacional del Planeta Tierra
Las geociencias pueden contribuir significativamente a conseguir un mundo más seguro, saludable y próspero. Esta contribución está seriamente infrautilizada por la sociedad y debería ser incrementada sustancialmente

La proclamación del año internacional bajo la cobertura de los estados miembros de la ONU ayudará a que las Ciencias de la Tierra realicen su plena contribución al desarrollo sostenible del planeta

La Tierra es única, no solo en el Sistema Solar, sino en todo el Universo conocido. No solo es el planeta que tenemos, sino que es el único planeta vivo que conocemos y que quizás conozcamos.

La Tierra nos proporciona muchas riquezas naturales, sobre las que tenemos mucho que aprender, como nuevas técnicas de investigación que permitan un uso sostenible.

Lo que debemos aprender, lo que debemos entender es que es necesario cuidar y mantener la Tierra para que nuestros hijos tengan la Tierra en condiciones de poder vivir y mantener el desarrollo.

Hasta hoy los geólogos han trabajado para comprender todas las interacciones entre tierra, vida, agua, y aire llegando a construir un modelo global del Sistema Tierra.

Las Ciencias de la Tierra, la Geología, ahora no solo busca explicar el pasado de la Tierra, sino prestar su ayuda en predecir y gestionar su futuro de manera sostenible.

El Planeta Tierra en nuestras manos
"La raza humana necesita de su planeta. Dependemos por completo de él ya que evolucionamos desde él, permanecemos por siempre como parte de él y únicamente podemos existir por cortesía de la autosuficiencia del Sistema Tierra"

Diez temas prioritarios para el Año Internacional del Planeta Tierra

La Comisión Internacional que promueve la celebración de este evento, ha desarrollado 10 temas prioritarios para hacer llegar a la Sociedad el grado de conocimiento existente actualmente en Geología, y todas las posibles contribuciones para el desarrollo futuro, dentro del marco ineludible de respeto hacia el propio Planeta Tierra.

El Agua subterránea. Reservas para un planeta sediento.

Riesgos Naturales. Minimizar los riesgos y aumentar la prevención.

Tierra y salud. Construyendo un medio saludable.

Cambio climático. El registro de piedra.

Recursos naturales. Hacia un uso sostenible.

Megaciudades. Nuestro futuro urbano global.

Tierra profunda. Desde la corteza hasta el núcleo.

Los océanos. Los abismos del tiempo.

El suelo. La vida en la piel de la Tierra.

Tierra y vida. Los orígenes de la biodiversidad.

Las Ciencias de la Tierra. La llave de la sostenibilidad.
Los geólogos han desenmarañado muchos de los secretos de la Tierra Y han hecho grandes progresos en llegar a entender su funcionamiento.

Toda esta información no esta siendo, a menudo, utilizada correctamente.

A menudo se construye en sitios equivocados y se extraen recursos de manera insostenible, sin embargo somos capaces de pronosticar todos estos tipos de riesgos geológicos con precisión.

Las actuaciones de los responsables sin embargo se mantienen ignorantes, cuando desde las Ciencias de la Tierra, y de la Geología en particular, tenemos la llave para ayudar a construir una vida mejor.

Los investigadores en Ciencias de la Tierra están preparados para ayudar a la Sociedad a alcanzar una vida más segura, saludable, y un medio ambiente mejor para todos.

www.yearofplanetearth.org

Obras de referencia para la consulta de aspectos relacionados con el Perido Cuaternario en España.

Gibbons, W. And Moreno, T. (Eds.), 2002, *The Geology of Spain*. The Geological Society, London. (http://bookshop.geolsoc.org.uk)

Vera, J.A. (Ed.), 2004, *Geología de España*. Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. (www.igme.es)

Mapas Geológicos a escala 1:50.000 del I.G.M.E. / I.T.G.E. / I.G.M.E.

Gutiérrez Elorza, M. (Coord.), 1994, *Geomorfología de España*. Editorial Rueda, Madrid.