

Los sistemas fluviales cuaternarios de la Península Ibérica: conceptos y preguntas sin resolver

Quaternary fluvial systems in the Iberian Peninsula: concepts and unanswered questions

JUAN I. SANTISTEBAN¹ Y ROSA MEDIAVILLA²

¹ Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid. C./José Antonio Novais, 12, 28040-Madrid E-mail: juancho@geo.ucm.es.

² Departamento de Investigación en Recursos Geológicos. Instituto Geológico y Minero de España. C./Ríos Rosas, 23, 28003-Madrid. E-mail: r.mediavilla@igme.es

Resumen Los sistemas fluviales durante el Cuaternario adquieren especial relevancia porque registran tanto variaciones en el clima como en el nivel del mar o en la actividad tectónica para periodos en los que la actividad humana se ha desarrollado. La Península Ibérica es rica en su registro, si bien dadas las particularidades de la geología peninsular y las incertidumbres en la edad de los depósitos, el análisis de su registro es muy problemático. A pesar de ello, los diferentes grupos de investigadores consideran que la génesis de estas secuencias de depósitos se puede atribuir a los cambios climáticos que acontecieron durante este periodo y a los que se superpuso la actividad tectónica, modificando la disposición de las secuencias de terrazas e incluso su número. El efecto de las variaciones del nivel del mar sólo se ha invocado en el curso bajo del Tago mientras que no se considera que haya afectado a las secuencias de terrazas del Guadalquivir.

Palabras clave: Clima, Cuaternario, Península Ibérica, sistemas fluviales, tectónica, terrazas.

Abstract *Quaternary fluvial systems are relevant as records of climate and sea-level cycles as well as tectonic activity for periods with human activity. The Iberian Peninsula is rich in such records but their analysis is problematic due to the diversity in geological settings and the uncertainties related to the dating of the sediments. However, researchers think that the genesis of these sequences of deposits can be related to the changes in climate during the Quaternary, which were overlapped by tectonic activity, thus modifying the distribution and number of terraces. Sea-level variations have been considered only to affect the lower course of the Tagus River but not the Guadalquivir River.*

Keywords: *Climate, fluvial systems, Iberian Peninsula, Quaternary, tectonics, terraces.*

INTRODUCCIÓN

Durante el Cuaternario los ríos adquieren especial relevancia por dos motivos: 1) porque es el periodo en el que se desarrolla la actividad humana (muy relacionada con ellos) y 2) porque las grandes oscilaciones ligadas a los ciclos glacial/interglacial hacen que los cambios hidrológicos sean notables.

El registro de estos ciclos, reflejo de cambios en el clima y en el nivel del mar, se ve afectado por otros factores como la tectónica y, en tiempos recientes, la actividad humana.

Sin embargo, el registro de estos sistemas durante el Cuaternario es difícil de estudiar ya que se caracterizan porque los episodios en los que domina la acumulación son minoritarios en el tiempo con respecto a aquellos en los que no sucede nada o hay erosión (que además elimina parte del registro), porque

la degradación del paisaje hace que la preservación de las partes más antiguas de este registro sea muy pobre y porque, a medida que profundizamos en el tiempo, la incertidumbre asociada a las dataciones (que nos ofrecen el punto de referencia temporal para poder comparar los procesos) aumenta.

Por ello, su estudio necesita tanto de la comprensión de los procesos que gobiernan el desarrollo de estos sistemas como una gran cantidad de datos cronológicos que permitan comparar los sistemas fluviales a lo largo del tiempo y el espacio.

MECANISMO DE RELLENO-INCISIÓN: EL PERFIL DE EQUILIBRIO Y EL NIVEL DE BASE

Los ríos son los principales sistemas encargados de aportar agua y sedimentos desde las áreas de

cabecera a las cuencas. Ese transporte es el resultado del equilibrio entre la energía de la corriente y la cantidad de sedimento que hay disponible y cuyas variaciones dan como resultado que el río sedimente o erosione (Fig. 1). Presentan un perfil caracterizado por un tramo con mayores pendientes, o curso alto, que rápidamente pierde pendiente hacia el curso medio y que llega a anularse en la desembocadura o nivel de base (general -el mar- o local -un lago o presa, un material más resistente a la erosión-), que es el punto de referencia con respecto al cual el río ajusta su perfil (Fig. 2a).

Ese perfil, con el tiempo, tiende hacia un estado ideal (perfil de equilibrio, Fig. 2a) “en el cual, para un periodo de tiempo, la pendiente, velocidad, profundidad, anchura, rugosidad, patrón y morfología del canal se ajustan mutua y delicadamente para proveer la energía y eficiencia necesarias para transportar la carga de sedimento aportada por la cuenca de drenaje sin agradación (sedimentación) o degradación (erosión). Se atraviesa el umbral de energía crítica, y la corriente no está en equilibrio, cuando el volumen de carga aportado es insuficiente o demasiado grande para ser transportado y el lecho fluvial degrada o agrada” (Leopold y Bull, 1979) (Fig. 1).

En el esquema de la figura 1 podemos observar esa relación de forma visual. Si la pendiente o cantidad de agua (que determinan la velocidad y energía) de una corriente aumentan sin que cambie la cantidad de sedimento a transportar, esta tendrá un exceso de energía que podrá ser utilizado en erosionar el lecho fluvial. Si, por el contrario, disminuyen, la corriente no tendrá energía suficiente y parte del sedimento transportado se depositará.

De una manera simplificada, hay dos factores que controlan el perfil de equilibrio y el hecho de que el sistema erosione o sedimente. Por una parte, las variaciones del nivel de base pueden producir cambios en las pendientes que podrán ser debidos al eustatismo (que afectará al curso bajo de los ríos) o a la tectónica (que puede afectar a cualquier tramo del río y actúa de manera local, creando niveles de base locales o de knickpoints, o regional, generando levantamientos, hundimientos o basculamientos). Por otra parte, el clima controla la cantidad de agua disponible por el sistema fluvial y la producción de sedimento (a través de la meteorización).

Por tanto, mientras que los cambios en la cantidad de agua y disponibilidad de sedimento son gobernados por el clima, las variaciones del nivel de base son controladas por la tectónica o el eustatismo (Miall, 2002).

Hay una abundante literatura sobre la influencia del clima en la formación de terrazas (p.ej. Blum y Törnqvist, 2000; Vandenberghe, 1995, 2002, 2003, 2015; Bridgland y Westaway, 2008; Macklin *et al.*, 2012) y si bien se ha reconocido que las terrazas pueden formarse en cualquier contexto climático, también se ha constatado que gran parte de las grandes etapas de erosión fluvial se producen en los periodos de tránsito (cálido/frío o frío/cálido) dándose el relleno en los momentos fríos o cálidos. Pero a lo que se le da una gran importancia es al carácter cíclico de estos cambios, que ha sido utilizado como criterio de correlación y de datación relativa.

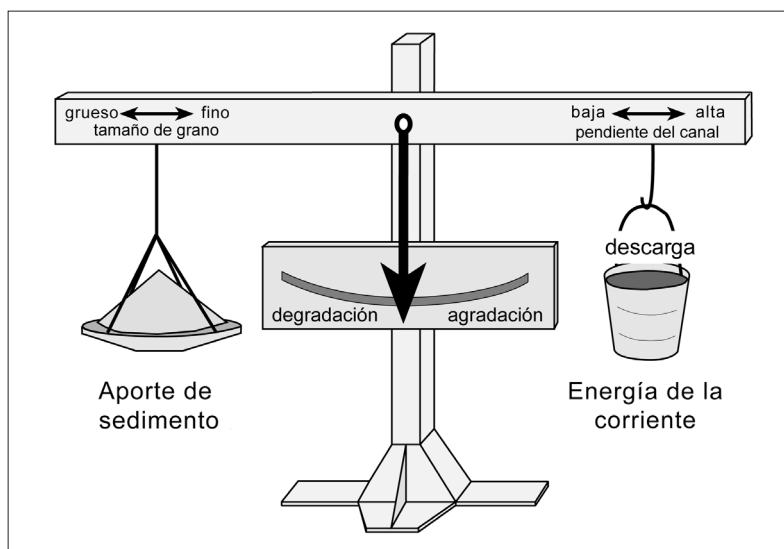


Fig. 1. (Arriba). Modelo de equilibrio entre agradación y degradación en canales aluviales. Redibujado a partir de un esquema inédito de W. Borland (USA Bureau of Reclamation).

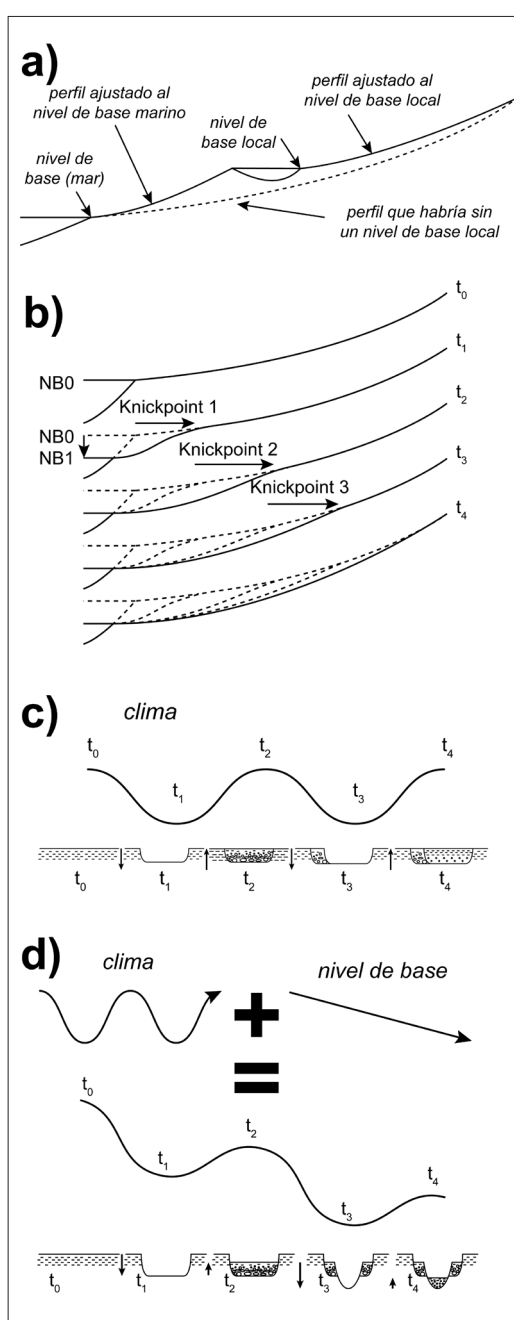


Fig. 2. a) Concepto de nivel de base (marino y local) y cómo los perfiles se adaptan a ellos (modificado de Press y Siever, 1986). b) Respuesta de un sistema fluvial a un descenso del nivel de base mediante erosión remontante a partir de la migración de knickpoints. c) Generación de terrazas exclusivamente por el clima. d) Efecto combinado de las oscilaciones climáticas y un descenso del nivel de base (de origen tectónico o eustático).

Cuando la formación de los depósitos fluviales está dominada por el clima, el resultado es una franja de unidades encajadas las unas en las otras a alturas relativamente similares (Fig. 2c) (Starkel, 2003).

Los cambios en el nivel de base ligados a eustatismo afectan a distintas porciones del río dependiendo de su carácter (Blum y Törnqvist, 2000). Mientras que los ascensos se dejan sentir en un tramo limitado aguas arriba del punto de ascenso, los efectos de los descensos son sentidos en un tramo mucho mayor por efecto de la erosión remontante (Fig. 2b), si bien su efecto puede prolongarse en el tiempo más allá de la duración del cambio que la originó.

Por su parte, el efecto de la tectónica puede sentirse en cualquier tramo del curso y se superpone a cualquiera de los demás factores (Merritts *et al.*, 1994; Starkel, 2003). Fundamentalmente afecta a las pendientes locales o regionales y puede crear depresiones o barreras (niveles de base locales), zonas de fracturación por la que los ríos se encajarán preferentemente, etc.

Con todo, ninguno de estos factores actúa en exclusiva y el resultado final suele ser una combinación de varios de ellos (Fig. 2d), dando como resultado diversas configuraciones que son con las que el geólogo ha de reconstruir cómo funcionaron esos controles.

LA DEFINICIÓN DE LA RED FLUVIAL ACTUAL

Al finalizar el Paleozoico, como consecuencia de los movimientos tectónicos de la Orogenia Varisca, la parte occidental de la actual Península Ibérica (Macizo Ibérico) quedó emergida y nunca más fue cubierta por las aguas de forma completa (Martín Serrano, 1994). Desde este relieve, fluyeron los ríos que aportaron agua y sedimentos a parte de las cuencas que se generaron en el Mesozoico. Estas cuencas fueron inundadas por las aguas marinas hasta que, durante la Orogenia Alpina, la aparición de nuevos relieves y la elevación de la Península, dio como resultado el rejuvenecimiento de las antiguas redes de drenaje

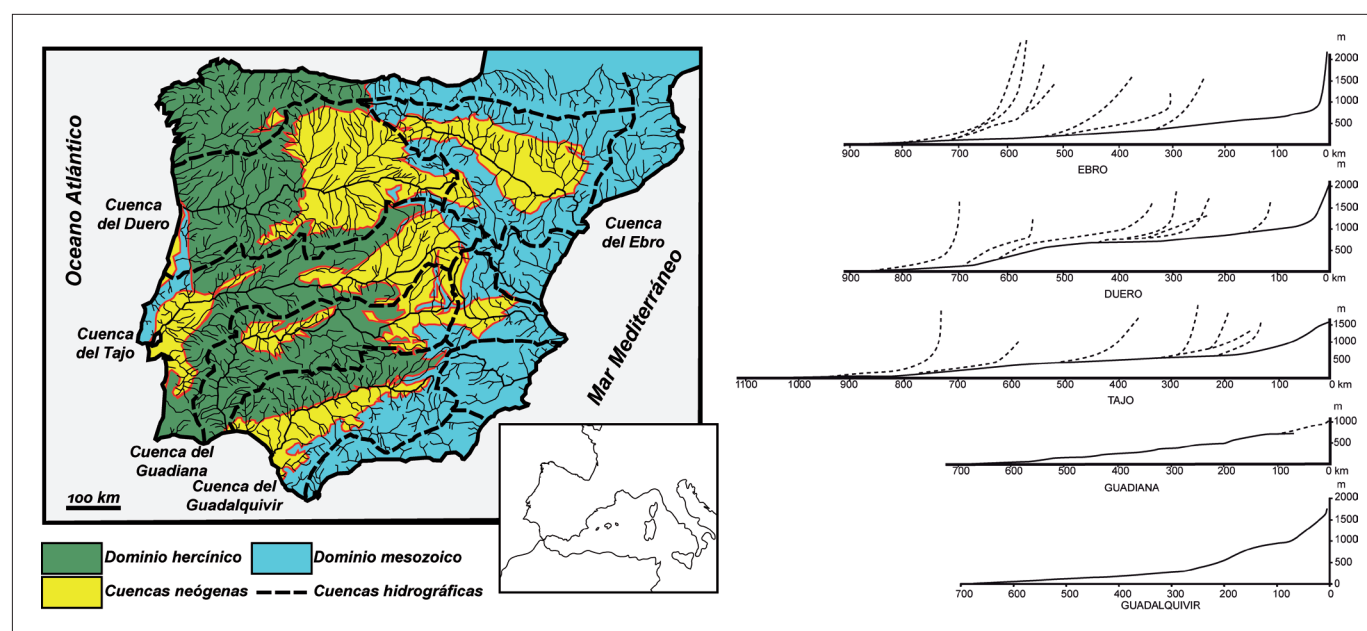
y la aparición de las cuencas de los principales ríos actuales. Los restos más antiguos de estas redes pueden encontrarse en Galicia (Yepes Temiño y Vidal Romaní, 2003, 2004; Viveen *et al.*, 2012, 2013, 2014). En el interior de la península, las grandes cuencas Cenozoicas (Fig. 3) quedaban aisladas de las cuencas marinas y en ellas se desarrollaban sistemas fluviales que desde los bordes alimentaban lagos localizados en las partes más deprimidas. Este modelo es válido excepto en la cuenca del Guadalquivir que, por su posición con respecto al nivel del mar, era un área marina. Simultáneamente al relleno de las cuencas interiores, en la periferia de la península, la erosión remontante de los ríos que drenaban hacia la costa fue rebajando los umbrales topográficos que aislaban a las cuencas interiores, capturándolas y pasando a drenar hacia el mar.

Este proceso no ocurrió al mismo tiempo en todas las cuencas. Así, los ríos que drenaban la vertiente mediterránea capturaron a la cuenca del Ebro durante el Mioceno superior (Stange *et al.*, 2013, 2016 y citas en él), pudiendo haber sido la captura entre hace 13 y 8.5 Ma (García Castellanos *et al.*, 2003) o bien en relación con la gran caída del nivel del mar que tuvo lugar durante la Crisis de Salinidad del Messiniense (Babault *et al.*, 2006).

También en la vertiente mediterránea, la Fosa de Teruel fue progresivamente capturada entre el Plioceno inferior y el Pleistoceno por el río Turia, en un proceso en el cual el sutil equilibrio entre la velocidad de encajamiento del río y la subsidencia tectónica provocó la coexistencia del drenaje externo con el relleno lacustre en las partes situadas aguas arriba y en la Fosa del Jiloca (Gutiérrez *et al.*, 2008).

En la vertiente atlántica, la colmatación de las grandes cuencas y las primeras capturas fluviales, provocaron el cambio del paisaje que pasó a estar dominado por sistemas fluviales divagando en amplios valles y con una tendencia ya a encajarse. Este proceso no fue sincrónico en todas las cuencas, dando lugar a un desarrollo desigual de las redes de drenaje (Martín Serrano, 1991). En la cuenca del Duero, los primeros encajamientos datados en el

Fig. 3. Localización de las grandes cuencas hidrográficas de la Península Ibérica en relación a los principales dominios geológicos. El Dominio hercínico (o varisco) quedó configurado a finales del Paleozoico (salvo sus extensiones en la Cordillera Cantábrica y Sistema Central), el Dominio mesozoico corresponde con las cadenas alpinas que se elevaron durante el Cenozoico (por ello incluye fundamentalmente rocas mesozoicas pero también del Paleógeno). Las grandes Cuencas neógenas se definieron durante la orogenia alpina y dieron paso a las redes de drenaje actuales cuyos perfiles podemos ver a la derecha.



centro de la cuenca corresponden al final del Mioceno (5-6 Ma.) (Santisteban *et al.*, 1997).

La cuenca del Guadalquivir, como consecuencia de la aproximación de la Placa Africana y la consecuente elevación de la Sistema Bético, fue cerrándose y continentalizándose durante el Mioceno, aunque conservando siempre una conexión directa con el Océano Atlántico.

De esta forma, al llegar al tránsito entre el Plioceno y el Pleistoceno (es decir, a inicios del Cuaternario, hace unos 2,58 Ma) ya estaba prácticamente definidas las principales líneas de las redes fluviales actuales.

EL REGISTRO DE LOS SISTEMAS FLUVIALES DURANTE EL CUATERNARIO

Al inicio del Cuaternario comienzan las manifestaciones que evidencian el desarrollo de los casquetes polares tanto en el norte como en el sur y el inicio de las glaciaciones recientes. Este enfriamiento trae consigo grandes oscilaciones del nivel del mar a escala mundial y marcadas oscilaciones climáticas que se registrarán por todo el planeta (Bridgland y Westaway, 2008). Además, la expansión de los homínidos hará que los restos que indican la relación entre el ser humano y los ríos se multiplique (Bridgland *et al.*, 2006; Mishra *et al.*, 2007).

El interés de las relaciones entre el clima y la evolución del ser humano nos obliga a tener un conocimiento del tiempo lo más preciso posible. Y este es uno de los grandes problemas.

Los métodos de datación absoluta que se utilizan en este tipo de sistemas son métodos radiométricos. El ^{14}C permite datar con buena precisión, pero solo se puede aplicar a los últimos 50000 años. Las series de U/Th, los métodos de luminiscencia (OSL, ESR, etc.) y los elementos cosmogénicos (^{10}Be , etc.) abarcan un periodo mayor pero sus rangos de incertidumbre suelen ser muy amplios o simplemente indican la edad mínima. Con respecto a las dataciones relativas (bioestratigráficas o paleomagnéticas) necesitan de puntos de referencia absolutos claros y una buena continuidad de la sucesión (cosa que es rara en este tipo de depósitos). Así, uno de los puntos críticos en el estudio de los depósitos fluviales cuaternarios es la cronología.

Cuando observamos los rangos de edad de las terrazas cuaternarias en relación a su posición dentro de las secuencias para cada sistema fluvial (Fig. 4) podemos apreciar esos problemas.

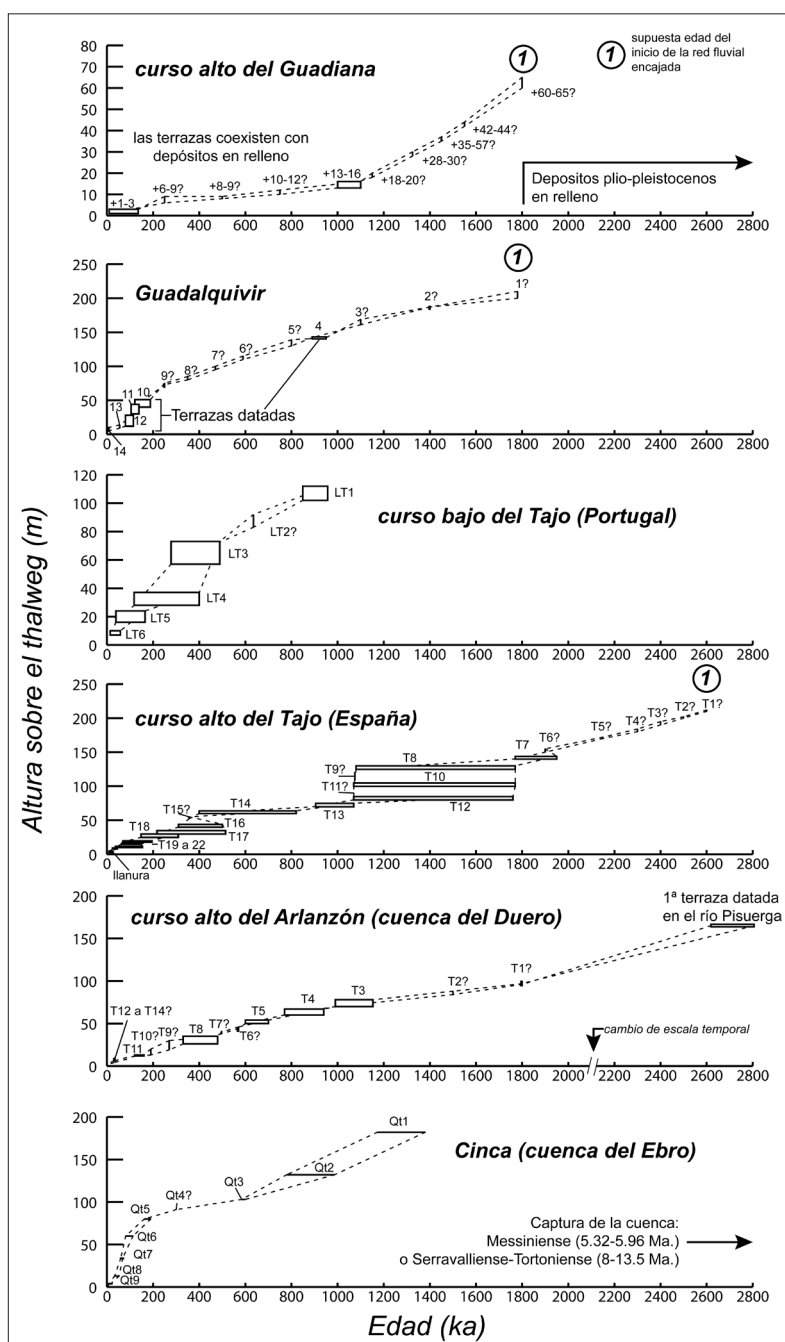
Las dataciones son escasas en algunos sistemas (Guadiana y Guadalquivir) y periodos (el Pleistoceno Inferior) o abarcan unos rangos temporales que se solapan, lo que hace muy difícil determinar la posición en el tiempo de esas sucesiones (Tajo).

Para los periodos más antiguos, no hay un punto de referencia claro ya que se consideraban los depósitos en relleno más antiguos, pero sin una referencia temporal precisa y por eso, de manera genérica, se les atribuía al inicio del “antiguo” Cuaternario (recordemos que la posición del Cuaternario ha sido cambiada recientemente para incluir parte del final del periodo Neógeno, para más información ver Barraj y Zazo, 2009).

Por otra parte, las secuencias de terrazas difieren en número tanto entre cuencas fluviales (p.ej. 14 para el Guadalquivir, 10 para el Guadiana, 22 para el Tajo, 14 para el Arlanzón, 10 para el Cinca) como dentro de las mismas cuencas, lo que puede deberse a que los restos más antiguos hayan sido erosionados y/o a condicionantes locales relacionados con la “dureza” del sustrato (p.ej. a un río le cuesta menos encajarse en sedimentos no cementados o muy fracturados que en rocas ígneas), tectónica (p.ej. la subsidencia local hace que a lo largo del Guadiana coexistan terrazas fluviales con áreas donde los sedimentos se han apilado como en Las Tablas de Daimiel), etc.

A pesar de todos estos inconvenientes, estos son los datos disponibles para intentar desvelar las relaciones entre el clima, la tectónica, el nivel del mar y los ríos.

Fig. 4. Altura/edad de las terrazas de las principales cuencas peninsulares. Aquellas terrazas seguidas por “?” no tienen dataciones. Los datos proceden Santisteban y Schulte (2007) para el Guadiana, Caro-Gómez *et al.* (2011) para el Guadalquivir, Silva *et al.* (en prensa) para el Tajo, Moreno *et al.* (2012) para el Arlanzón, Sancho *et al.* (2007, 2016) para el Ebro y citas contenidas en ellos.



¿CLIMA, TECTÓNICA, EUSTATISMO...?

Como ya hemos mencionado, la formación de las secuencias de terrazas está determinada por las variaciones del nivel de base y del perfil de equilibrio de los ríos. Estas variaciones pueden deberse a cambios en el clima, tectónica o variaciones del nivel del mar. El clima actúa sobre toda la cuenca y a su señal se puede superponer el efecto de la tectónica (regional o local) que es capaz de modificar las pendientes. Las variaciones del nivel del mar se restringen a los tramos próximos a la costa y su efecto aguas arriba disminuye rápidamente, si bien los momentos de glaciación (fríos) corresponden con descensos del nivel del mar.

Así, desde un punto de vista espacial, las variaciones del nivel del mar deberían afectar a todos los ríos en su desembocadura, el clima afecta a todos los sistemas y, por lo tanto, debería ser correlacionable y la tectónica, regional o local, explicaría las variaciones entre sistemas o tramos.

Todas las secuencias de terrazas mostradas (Fig. 5) corresponden a tramos relativamente aleja-

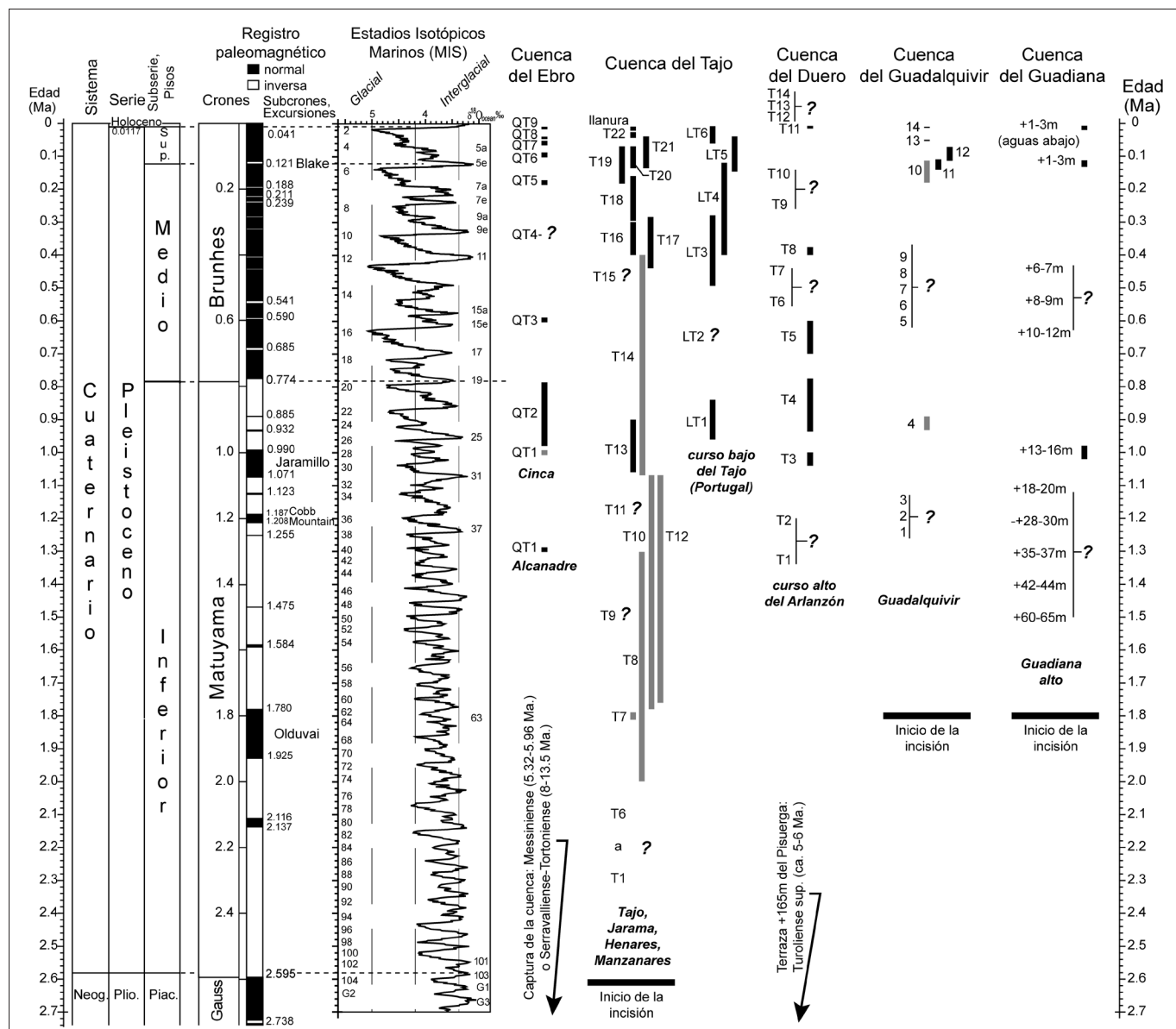
dos de las desembocaduras y, por ello, no deberían mostrar una señal eustática, salvo el curso bajo del Tajo al que Silva *et al.* (en prensa) consideran gobernado por dichas variaciones.

Solo las cuencas del Tajo, Duero y Ebro proveen suficiente información cronológica para que los autores propongan mecanismos concretos de formación de las terrazas.

Con respecto al clima, Sancho *et al.* (2016) correlacionan los periodos de agradación de las terrazas del Cinca con las fases frías de avance de los glaciares en el Pirineo (si bien hacen notar que la última fase fue la de mayor avance y borró casi todo resto previo).

Silva *et al.* (en prensa) consideran que las terrazas más antiguas las cuencas del Duero y Tajo están relacionadas con un encajamiento ligado a la "búsqueda" de los sistemas de su perfil de equilibrio al finalizar el relleno de las cuencas neógenas. A partir de 1,99 Ma, las terrazas que se encuentran han sido relacionadas con cambios en el nivel de base (por erosión remontante) que, para el curso medio/alto del Duero y Tajo, lo constituirían los

Fig. 5. Secuencias de terrazas mencionadas en el texto en relación con las principales oscilaciones climáticas/eustáticas durante el Cuaternario. La escala cronoestratigráfica, paleomagnética e isotópica está tomada de Cohen y Gibbard (2016). Los orígenes de los datos para las terrazas fluviales son los mismos que para la figura 4.



materiales paleozoicos del Macizo Ibérico, como puede verse en Antón *et al.* (2014). En el Pleistoceno Medio y Superior, se produce una aceleración del encajamiento que Silva *et al.* (en prensa) atribuyen al cambio entre los suaves ciclos climáticos de 41 ka del Pleistoceno Inferior y los ciclos de 100 ka más bruscos del Pleistoceno Medio/Superior. Finalmente, a partir del MIS4 la formación de las terrazas estaría dominada por el clima. Es de destacar que estos autores no interpretan en términos climáticos (periodo frío o cálido, húmedo o árido) la formación de las terrazas lo cual puede ser debido a la gran imprecisión de las dataciones. Sin embargo, hay que ser conscientes de que estos autores sugieren un factor dominante para cada periodo, sin que por ello signifique que no se pueda apreciar el efecto de los demás factores (es de buena lógica considerar que el clima ha dejado su huella siempre).

Así mismo, Silva *et al.* (en prensa) consideran que la tectónica cuaternaria modificó localmente las sucesiones de terrazas y que el basculamiento de la península fue responsable de las diferencias entre las sucesiones de los ríos atlánticos frente a los mediterráneos. Este efecto de la tectónica es evidente en numerosos registros sedimentarios como los de los ríos Jiloca o Guadalaviar (Rubio y Simón, 2007; Gutiérrez *et al.*, 2008) en los que se puede observar cómo la tectónica actuó durante la sedimentación fracturando o modificando los depósitos, o en el Guadiana donde tramos con desarrollo de terrazas coexisten con zonas de apilamiento continuo de sedimentos debido a subsidencia (Mediavilla *et al.*, 2012).

CONSIDERACIONES FINALES

Si observamos los datos presentados para la Península Ibérica, nos damos cuenta de que el principal problema está en la datación de los depósitos (Figs. 4, 5), lo que conlleva: 1) que haya muy pocos ríos con información cronológica suficiente por lo que no hay suficientes elementos de contraste, 2) dificultades en la correlación entre depósitos, 3) dificultades en la asignación de los depósitos a periodos concretos climáticos y 4) que las tasas de incisión pueden ser muy variables dependiendo de las edades asumidas.

Así mismo, son muy escasas las investigaciones sobre la paleohidrología de los depósitos (sobre todo del Pleistoceno) por lo que no hay interpretaciones genéticas que permitan una correlación climática independiente.

A pesar de estas incertidumbres, o remarcado por ellas, el contexto climático y tectónico en el que se desarrollaron los sistemas fluviales cuaternarios en la Península Ibérica, debió ser bastante complejo y caracterizado por la variabilidad espacial (lo que lleva a pensar en la incidencia de la tectónica) por lo que, en el momento actual, es muy difícil llegar a conclusiones que pasen de ser hipótesis y cualquier nueva interpretación debe apoyarse en un razonamiento sólido de los elementos estudiados y, ya después, se procederá a la comparación entre ríos/cuencas.

BIBLIOGRAFÍA

- Antón, L., De Vicente, G., Muñoz-Martín, A. y Stokes, M. (2014). Using river long profiles and geomorphic indices to evaluate the geomorphological signature of continental scale drainage capture, Duero basin (NW Iberia). *Geomorphology*, 206, 250-261.
- Babault, J., Loget, N., Van Den Driessche, J., Castelltort, S., Bonnet, S. y Davy, P. (2006). Did the Ebro basin connect to the Mediterranean before the Messinian salinity crisis? *Geomorphology*, 81, 155-165.
- Bardají, y Zazo, C. (2009). El Cuaternario, un nuevo "periodo" en la escala geocronológica global. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 17(1), 37-43.
- Bridgland, D. y Westaway, R. (2008). Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon. *Geomorphology*, 98, 285-315.
- Bridgland, D.R., Antoine, P., Limondin-Lozouet, N., Santisteban, J.I., Westaway, R. y White, M.J. (2006). The Palaeolithic occupation of Europe as revealed by evidence from the rivers: data from IGCP 449. *Journal of Quaternary Science*, 21, 437-455.
- Blum, M. y Törnqvist, T.E. (2000). Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, 47 (sup.1), 2-48.
- Caro Gómez, J.A., Díaz del Olmo, F., Cámara Artigas, R., Recio Espejo, J.M. y Borja Barrera, C. (2011). Geoarchaeological alluvial terrace system in Tarazona: Chronostratigraphical transition of Mode 2 to Mode 3 during the middle-upper pleistocene in the Guadalquivir River valley (Seville, Spain). *Quaternary International*, 243, 143-160.
- Cohen K.M. y Gibbard, P. (2016). Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy), Cambridge, England. <http://www.stratigraphy.org/upload/QuaternaryChart.pdf>
- García-Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar-Escribano, J. y Cloetingh, S. (2013). Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *Journal of Geophysical Research*, 108(B7), 2347, doi:10.1029/2002JB002073.
- Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., Gracia, F.J., McCalpin, J.P., Lucha, P. y Guerrero, J. (2008). Plio-Quaternary extensional seismotectonics and drainage network development in the central sector of the Iberian Chain (NE Spain). *Geomorphology*, 102, 21-42.
- Leopold, L.B. y Bull, W.B. (1979). Base level, aggradation and grade. *Proceedings of the American Philosophical Society*, 123, 168-202.
- Macklin, M.G., Lewin, J. y Woodward, J.C. (2012). The fluvial record of climate change. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 370, 2143-2172.
- Martín-Serrano, A. (1991). La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 4, 337-351.
- Martín-Serrano, A. (1994). El relieve del Macizo Hespérico: Génesis y cronología de los principales elementos morfológicos. *Cuadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe*, 19, 37-55.
- Mediavilla, R., Santisteban, J.I. y Mediato, J.F. (2012). El registro sedimentario del Holoceno en el Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel. En: Las Tablas de Daimiel: Agua y sedimentos (Ed. R. Mediavilla). Publicaciones IGME, Serie Medio Ambiente, 14, 169-186.
- Merritts, D.J., Vincent, K.R. y Wohl, E.E. (1994). Long river profiles, tectonism, and eustasy: A guide to interpreting fluvial terraces. *Journal of Geophysical Research*, 99, 14031-14050.

- Miall, A. D. (2002). Architecture and sequence stratigraphy of Pleistocene fluvial systems in the Malay Basin, based on seismic time-slice analysis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 86, 1201-1216.
- Mishra, S., White, M.J., Beaumont, P., Antoine, P., Bridgland, D.R., Limondin-Lozouet, N., Santisteban, J.I., Schreve, D.C., Shaw, A.D., Wenban-Smith, F.F., Westaway, R.W.C. y White, T.S. (2007). Fluvial deposits as an archive of early human activity. *Quaternary Science Reviews*, 26, 2996-3016.
- Moreno, D., Falguères, C., Pérez-González, A., Duval, M., Voinchet, P., Benito-Calvo, A., Ortega, A.I., Bahain, J.J., Sala, R., Carbonell, E., Bermúdez de Castro, J.M. y Arsuaga, J.L. (2012). ESR chronology of alluvial deposits in the Arlanzón valley (Atapuerca, Spain): Contemporaneity with Atapuerca Gran Dolina site. *Quaternary Geochronology*, 10, 418-423.
- Press, F. y Siever, R. (1986). *Earth*. 4ª Edición. W.H. Freeman and Company, San Francisco, CA, 656 p.
- Rubio, J.C. y Simón, J.L. (2007). Tectonic subsidence vs. Erosional lowering in a controversial intramontane depression: the Jiloca basin (Iberian Chain, Spain). *Geological Magazine*, 144, 127-141.
- Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., McDonald, E., Rhodes, E., Pueyo, E.L. y Gosse, J. (2007). Cronología del sistema de terrazas cuaternarias en la cuenca del Río Cinca (Pirineos y Depresión del Ebro). Resúmenes XII Reunión Nacional de Cuaternario, Ávila, 31-32.
- Sancho, C., Calle, M., Peña-Monné, J.L., Duval, M., Oliva-Urcia, B., Pueyo, E.L., Benito, G. y Moreno A. (2016). Dating the Earliest Pleistocene alluvial terrace of the Alcanadre River (Ebro Basin, NE Spain): Insights into the landscape evolution and involved processes. *Quaternary International*, 407, 86-95.
- Santisteban, J.I. y Schulte, L. (2007). Fluvial networks of the Iberian Peninsula: a chronological framework. *Quaternary Science Reviews*, 26, 2738-2757.
- Santisteban, J.I., Alcalá, L., Mediavilla, R., Alberdi, M.T., Luque, L., Mazo, A., Miguel, I., Morales, J. y Pérez, B. (1997). El yacimiento de Tariego de Cerrato: El inicio de la red fluvial actual en la Cuenca del Duero. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 22, 431-446.
- Silva, P.G., Roquero, E., López-Recio, M., Huerta, P. y Martínez-Graña, A.M. (en prensa). Chronology of fluvial terrace sequences for large Atlantic rivers in the Iberian Peninsula (Upper Tagus and Duero drainage basins, Central Spain). *Quaternary Science Reviews*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.05.027>
- Stange, K.M., van Balen, R., Vandenberghe, J., Peña, J.L. y Sancho, C. (2013). External controls on Quaternary fluvial incision and terrace formation at the Segre River, Southern Pyrenees. *Tectonophysics*, 602, 316-331.
- Stange, K.M., Van Balen, R., Garcia-Castellanos, D., y Cloetingh, S. (2016). Numerical modelling of Quaternary terrace staircase formation in the Ebro foreland basin, southern Pyrenees, NE Iberia. *Basin Research*, 28, 124-146.
- Starkel, L. (2003). Climatically controlled terraces in uplifting mountain areas. *Quaternary Science Reviews*, 22, 2189-2198.
- Vandenberghe, J. (1995). Timescales, climate and river development. *Quaternary Science Reviews*, 14, 631-638.
- Vandenberghe, J. (2002). The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary. *Quaternary International*, 91, 17-23.
- Vandenberghe, J. (2003). Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas. *Quaternary Science Reviews*, 22, 2053-2060.
- Vandenberghe, J. (2015). River terraces as a response to climate forcing: Formation processes, sedimentary characteristics and sites for human occupation. *Quaternary International*, 270, 3-11.
- Viveen, W., van Balen, R.T., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., Temme, A.J.A.M. y Vidal-Romaní, J.R. (2012). Assessment of recent tectonic activity on the NW Iberian Atlantic Margin by means of geomorphic indices and field studies of the Lower Miño River terraces. *Tectonophysics*, 544-545, 13-30.
- Viveen, W., Braucher, R., Bourlès, D., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., van Balen, R.T., Wallinga, J., Fernández-Mosquera, D., Vidal-Romaní, J.R. y Sanjurjo-Sánchez, J. (2012b). A 0.65 Ma chronology and incision rate assessment of the NW Iberian Miño River terraces based on ¹⁰Be and luminescence dating. *Global and Planetary Change*, 94-95, 82-100.
- Viveen, W., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., van Balen, R.T., Desprat, S. y Vidal-Romaní, J.R. (2013). Reconstructing the interacting effects of base level, climate, and tectonic uplift in the lower Miño River terrace record: A gradient modelling evaluation. *Geomorphology*, 186, 96-118.
- Viveen, W., Schoorl, J.M., Veldkamp, A. y van Balen, R.T. (2014). Modelling the impact of regional uplift and local tectonics on fluvial terrace preservation. *Geomorphology*, 210, 119-135.
- Yepes Temiño, J. y Vidal Romaní, J.R. (2003). Morphogenesis of the Ourense Plains (NW of Spain). *Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 28, 263-283.
- Yepes Temiño, J. y Vidal Romaní, J.R. (2004). Indicios de antecedencia en la red fluvial del sureste de Galicia. *Estudios Geológicos*, 60, 21-35. ■

Este artículo fue solicitado desde E.C.T. el día 3 de octubre de 2016 y aceptado definitivamente para su publicación el 18 de diciembre de 2016