

REGISTRO GEOLÓGICO DE LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS PLEISTOCÉNICOS EN EL NOROESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA: LAS TERRAZAS FLUVIALES DEL RÍO ESLA (CUENCA DEL DUERO, ESPAÑA)

L. Lobato Astorga y A. Herrero Hernández

Dpto. de Geografía y Geología. Área de Geodinámica Externa
Universidad de León. 24071 León (España)

El Duero es el río con mayor cuenca hidrográfica de la Península Ibérica, con una superficie de 97.290 Km², de los que 78.952 Km² están en territorio español y 18.338 Km² en territorio portugués (Figs.1 y 2). Discurre en sentido Este-Oeste por la mitad septentrional de la Península Ibérica, desde su nacimiento en la provincia de Soria (España) hasta su desembocadura en Porto (Portugal), con una longitud de 897 Km (Fig.2). Su cuenca está contorneada al Norte y Noroeste por la Cordillera Cantábrica y los Montes de León (alt. máx. 2.648 m.), al Este por la Cordillera Ibérica (alt. máx. 2.350 m.) y al Sur por la Cordillera del Sistema Central (alt. máx. 2.592 m.) (Figs. 3 y 4). En el sector español las tierras llanas intramontañosas de su cuenca, de origen sedimentario (Cenozoico), se sitúan a unos 800 m. de altitud.



Fig.1-Situación de la cuenca hidrográfica del río Duero en España

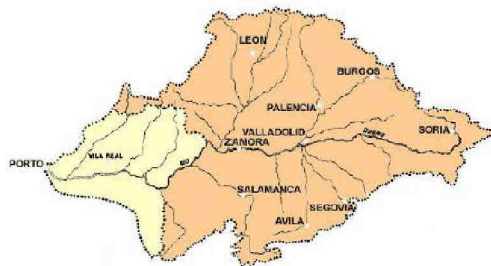


Fig.2-Distribución entre Portugal y España

El río Esla es el afluente más importante del Duero. Discurre en sentido Norte-Sur desde la Cordillera Cantábrica, al Norte de León, hasta Zamora, donde desemboca por su margen derecha (Fig.2). Tiene una longitud de 286 Km. y una superficie de cuenca de 16.163 Km², toda ella en territorio español. Su red de drenaje se encaja en tres diferentes dominios geológicos. Al Norte, en las rocas sedimentarias no metamorfizadas de la Zona Cantábrica del Macizo Hespérico (Hercínico) y al Oeste en las rocas metamórficas de las Zonas Astur occidental-Leonesa y Centro-Ibérica del mismo Macizo (JULIVERT et al.,1972) (Fig.4); estas áreas de encaje se encuentran cerca de los límites de cuenca, en las partes altas de los cursos fluviales. En la restante y más amplia superficie de la cuenca, la red se instala sobre los materiales sedimentarios no deformados y principalmente arcillosos, de la Cuenca Terciaria del Duero, también llamada Meseta Septentrional Española ó Submeseta Norte.

La Cuenca del Duero se configuró durante el Terciario, como una cuenca de antepaís asimétrica de carácter continental (ALONSO et al.,1995 ; Herrero et al.2004) en la cual los relieves alpinos de su contorno controlaron tanto su geometría como su relleno sedimentario. En su zona Noroeste, precisamente la ocupada por la cuenca del río Esla, la Cordillera Cantábrica, situada al Norte, funcionó como un borde tectónicamente activo cuya erosión aportó una serie de grandes abanicos aluviales progradantes, los cuales se solapan y superponen, con diferentes amplitudes y variaciones en su litología, desde el Paleógeno Inferior hasta el Pleistoceno Inferior (COLMENERO et al.,1982). Por el Oeste, los Montes de León no fueron un borde con tectónica activa, pero sus relieves aportaron así mismo a la cuenca, durante el Mioceno, grandes abanicos aluviales que se superpusieron, fosilizándolo, a un relieve previo de tipo apalachiano. En general, los materiales del Terciario presentan en esta cuenca

una litología bastante homogénea y una estructura tabular con disposición subhorizontal simple y sin deformación, salvo en su contacto con los materiales paleozoicos del borde Norte, donde pueden encontrarse algunas deformaciones.

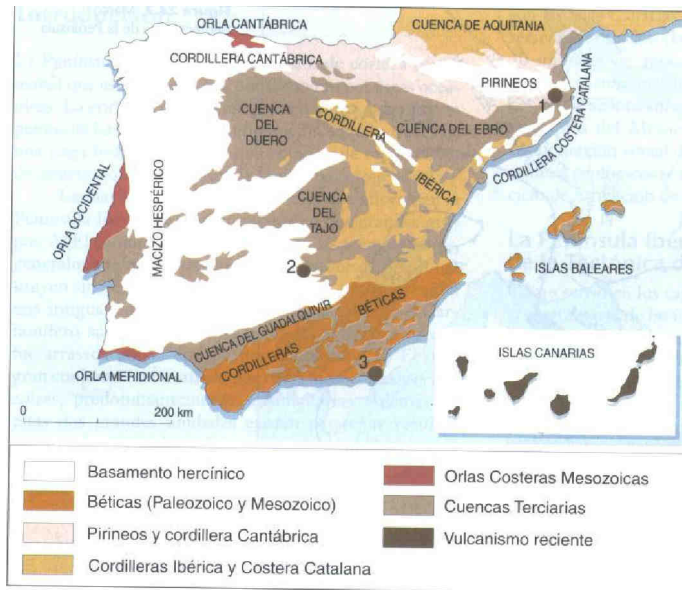


Fig.3-La Cuenca del Duero en la geología de la Península Ibérica.

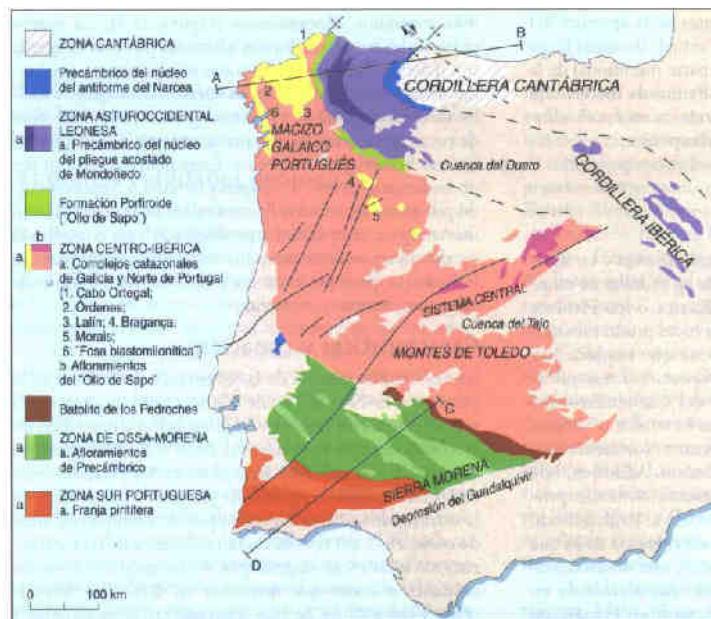


Fig.4-Situación de la Cuenca del Duero sobre las zonas del Macizo Hespérico (Hercínico).
Modificado de JULIVERT et al.(1972).

La captura de esta cuenca terciaria intramontañosa por la red fluvial que progresaba remontante desde el Océano Atlántico dió lugar al inicio de una fuerte disección fluvial que afectó a toda ella y a las elevaciones montañosas que la rodeaban. Este encajamiento fluvial configura, en la cuenca del río Esla, diferentes patrones de drenaje y de relieves en cada uno de sus tres dominios geológicos.

En los materiales terciarios de la Cuenca del Duero, la captura que dió lugar a un fuerte y escalonado cambio en su nivel de base, inició el desarrollo de un típico modelado fluvial con escalonamiento de terrazas, cuyas superficies planas son más amplias en los niveles altos y se van estrechando hacia los más bajos, en un proceso de jerarquización de la red fluvial por encajamiento cada vez más profundo y lineal. Las superficies más altas de las terrazas asociadas al río Esla son prácticamente coincidentes con la colmatación finieógena de la Cuenca del Duero. Dicha colmatación está representada aquí por las plataformas conglomeráticas de las “rañas” (altas superficies de cantos cuarcíticos) que suelen concretarse morfológicamente y representan una paleogeografía marginal de la cuenca. Suele considerarse que a partir de su depósito comienza prácticamente el Pleistoceno en esta zona y, según HERAIL & HUBSCHMANN (1984), se pasa de un sistema de erosión “areolar” con acumulación fluvio torrencial a un sistema de erosión fluvial-lineal con encajamientos y formación de terrazas. Las “rañas” significan un punto de inflexión en el que la dinámica geológica de la Cuenca del Duero cambia de sentido, pasando del endorreísmo al exorreísmo. Ese cambio viene marcado por la captura anteriormente mencionada y precisamente los depósitos conglomeráticos de las terrazas son indicativos de que el exorreísmo ha comenzado y progresa en su desarrollo. También se puede considerar el cambio como el paso ó puente entre dos ciclos geológicos confrontados: el ciclo de sedimentogénesis (ó de relleno sedimentario) y el ciclo de gliptogénesis (ó de denudación).

No obstante, MARTÍN-SERRANO (1988 y 1991) considera que la progresión de la nueva red fluvial no podría llegar a todos los lugares de la cuenca al mismo tiempo y por ello no se puede pensar en un paisaje finieógeno sincrónico, lo cual determinaría un posible heterocronismo del inicio del Cuaternario en distintas zonas de la cuenca terciaria. A pesar de este supuesto, a nivel de la cuenca del Esla y ya que no se dispone de dataciones suficientemente precisas, se considera convencionalmente como cuaternarios a todos los sedimentos relacionados con la red fluvial actual. En general, todas las terrazas altas de los ríos de la Península Ibérica pueden asignarse al Pleistoceno, según AGUIRRE (1989).

Durante el Pleistoceno, los materiales de la Cuenca del Duero (y con ellos los de la del Esla) han estado sometidos a sucesivos e intensos procesos erosivos y deposicionales sobreimpuestos, en los que se ha ido definiendo, por encajamiento, la red fluvial actual y se han formado las extensas plataformas de depósitos fluviales de las terrazas, que ocupan aquí amplias superficies llanas y escalonadas que representan, en principio, diferentes épocas de sedimentación entre sucesivas etapas de encajamiento erosivo fluvial. Están constituidas predominantemente por cantos y gravas de cuarcita y arenisca con matriz arenosa mayoritariamente silíceas, en parte feldespática y ocasionalmente también con limos. Los tamaños promedio de cantos oscilan entre los 4 y 25 cms. de diámetro y el espesor de su capa sedimentaria entre los 1,5 y 3 mts. La tipología predominante de estas terrazas es de escalonadas colgadas y, en mucha menor proporción, de escalonadas solapadas ó yuxtapuestas. En general, el exceso en la sobreexcavación y el escaso espesor del relleno posterior, hacen aflorar el sustrato terciario entre ellas, dejando las terrazas colgadas.

Cada terraza se ha desarrollado en dos etapas, una de ensanchamiento del cauce por excavación lateral y aluvionamiento y otra de sobreexcavación de un nuevo cauce encajado a nivel más profundo. Estas etapas están supeditadas a dos factores influyentes en la dinámica fluvial: la estructuración del río en tramos (que presentan funcionamiento diferencial) y los ritmos climáticos (que implican variaciones en el régimen fluvial). El tramo intermedio ó curso medio, está condicionado principalmente por los caudales, los cuales dependen de las variaciones en la alimentación y precipitaciones en la cuenca y ello genera “terrazas climáticas”. No obstante, al ser una zona de transición, la influencia de las oscilaciones del nivel de base general puede llegar hasta ella y, en ese caso, se generarían terrazas mixtas “eustático-climáticas”. De estas características son, predominantemente, las generadas sobre la Meseta Septentrional Española, mientras que en el curso inferior portugués son principalmente de origen “eustático” y en los cursos altos de los rebordes montañosos de dicha Meseta, con claros relieves y depósitos glaciares, predominan las de origen “fluvio glaciario”.

En la zona Noroeste de la propia Cuenca del Duero y en sus zonas limítrofes del Macizo Hespérico, son prácticamente inexistentes los indicios de neotectonismo; tampoco se encuentran escarpes de falla recientes y el borde oeste de la cuenca del Esla presenta un paisaje senil, que parece incompatible con basculamientos importantes (MARTÍN-SERRANO, 1988). Por todo ello, podemos descartar, en principio, una implicación tectónica significativa en la evolución de la red fluvial

pleistocénica en esta zona y considerar que los ritmos climáticos y las variaciones eustáticas, a su vez de base climática, debieron ser los principales causantes de la serie de terrazas presentes en la cuenca del río Esla. En dicha cuenca, se han definido 12 niveles de encajamiento de terrazas (ESPINA, R.G. et al., in litt.), que se dividen en tres grupos: Altas, Medias y Bajas, para intentar mantener una cierta relación temporal respectivamente con el Pleistoceno Inferior, Pleistoceno Medio y Pleistoceno Superior-Holoceno (AGUIRRE, 1989; MOLINA y PEREZ-GONZÁLEZ, 1989). Dichos niveles, medidos a partir del lecho actual en la zona de Valencia de D. Juan (Sur de la provincia de León), se sitúan, de forma resumida, en las cotas métricas de: 140, 130, 115, 105, 90, 75, 65, 55, 50, 45, 25 y 5 m.

Las precisiones cronológicas en esta serie de terrazas son muy problemáticas, por su propia naturaleza litológica y por la práctica ausencia en ellas de restos de fauna ó flora datables, así como de otras dataciones radiométricas. CASTELLANOS (1986) en un estudio arqueológico del Paleolítico Inferior en la Meseta Septentrional Española, encuentra restos de industria lítica sobre algunas terrazas medias de la cuenca del Esla y las clasifica como pertenecientes al Achelense Medio, atribuyéndoles una edad entre 400.000 y 120.000 a. AA. En términos cronoestratigráficos corresponderían a un Pleistoceno Medio y límite con Pleistoceno Superior. En términos de cronología glaciaria alpina en Europa, serían Mindel Superior, Inter Mindel-Riss (Holstein) y Riss ó sus equivalentes, en América del Norte, Kansas, Yarmouth e Illinois, respectivamente.

Un importante objetivo de los estudios sobre el Cuaternario es la reconstrucción paleoambiental y su posible ajuste con la escala cronoestratigráfica. En ese sentido, uno de los métodos más destacados es el de los registros térmicos en formaciones geológicas mediante el análisis de varias formas isotópicas del Oxígeno. Sus variaciones ó “relaciones isotópicas” quedan reflejadas en moléculas de sedimentos y restos fósiles carbonáticos, con una mayor concentración de O-18 en los correspondientes a aguas frías respecto a sus equivalentes en aguas cálidas. Así mismo, se dedujo que las modificaciones isotópicas indicaban principalmente relaciones diferenciales entre las aguas oceánicas y las masas de hielo continentales, lo cual ha permitido, por otra parte, un mejor encaje entre los ritmos glaciario-interglaciares y los ciclos astronómicos de Milankovitch. En general, durante los periodos glaciares, debido a su elevada densidad, aumenta la concentración del O-18 en los océanos y sus sedimentos adecuados y disminuye en los hielos glaciares. Ello ha permitido establecer una “tabla de estadios isotópicos” e incorporar su cronología a la general del Cuaternario.

RAYMO (1992) presenta el siguiente gráfico del registro de O-18 en sedimentos adecuados del Océano Atlántico Norte, representativo de sus variaciones en los últimos 3.2 millones de años (Fig.5)

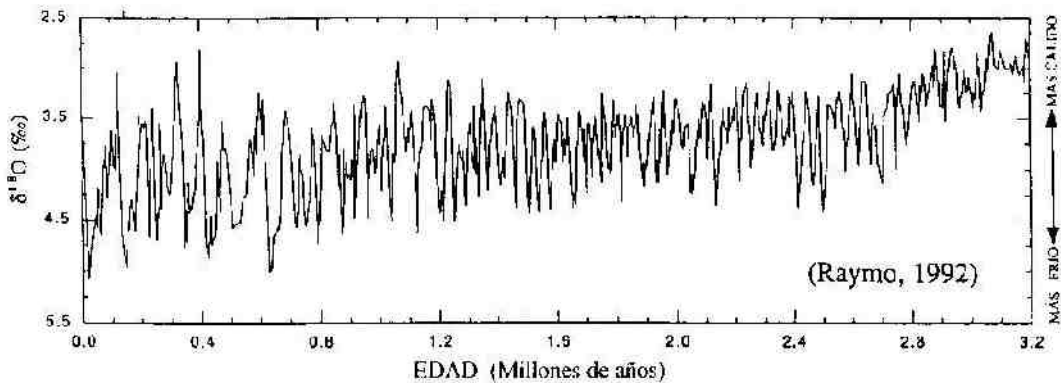


Fig.5

En él se observa que desde hace unos 2.7 Ma. hasta hace 1.2 Ma. las fluctuaciones glaciario-interglaciario fueron menos extremas que más tarde. Durante el último 1.2 Ma. aparecen como bastante más extremadas. Las sucesivas extracciones de agua del océano para construir las enormes masas de hielo de los inlandsis continentales, ocasionarían repetidas bajadas del nivel del mar (de más de 100 m. respecto al actual), lo cual daría lugar a repetidos incrementos en el efecto erosivo remontante eustático (encajante) de los ríos, en este caso de los que desembocan en el Atlántico Norte, como es el Duero.

En una primera aproximación para tratar de establecer una cronología, lo más aproximada posible actualmente, para las terrazas del río Esla, podemos considerar una correlación temporal ó de horizontes isócronos, entre los sucesivos intervalos suficientemente fríos, deducidos del gráfico de RAYMO (1992) y los sucesivos niveles de encajamiento de dichas terrazas. Tomando como referencia un valor entre 4.4 y 4.5 para el tanto por mil de O-18, se encuentran precisamente 12 intervalos con suficiente entidad temporal y de temperatura y cuya edad podemos asignar a su pico más frío, correlacionándolo con la base de la respectiva terraza. Así se establece la siguiente Tabla y Fig. 6.

TERRAZA	EDAD EN MILES DE AÑOS B P	CRONO ESTRATIGRAFIA	MAGNETO ESTRATIGRAFIA	CRONO GLACIAR EUROPEA	CRONO ARQUEOLOGIA	ESTADIO ISOTÓPICO
140 m.	1.040	Pleistoceno Inferior Límite Sup. Villafranquiense	Matuyama (inverso)	Günz		¿
130 m.	880	Pleistoceno Inferior				
115 m.	788	Límite Pleistoceno Inf.-Medio	Límite Matuyama-Brunhes	Límite Final Günz	Paleolítico Inferior Arqueolítico Olduvaiense	
105 m.	750	Pleistoceno Medio	Brunhes (normal)	Inter Günz-Mindel		Zona límite Inferior 20
90 m.	720					Límite 20-19
75 m.	630					Límite 17-16
65 m.	510					Límite 14-13
55 m.	420			Límite 12-11		
50 m.	340			Límite 10-9		
45 m.	250			Límite 8-7		
25 m.	132	Límite Pleistoceno Medio-Sup.		Riss	Paleolítico Inferior-Límite Sup. Achelense	Límite 6-5
5 m.	19	Pleistoceno Superior		Würm	Paleolítico Superior	2

TABLA 1: Edades y cronología de las terrazas del río Esla (Cuenca del Duero)

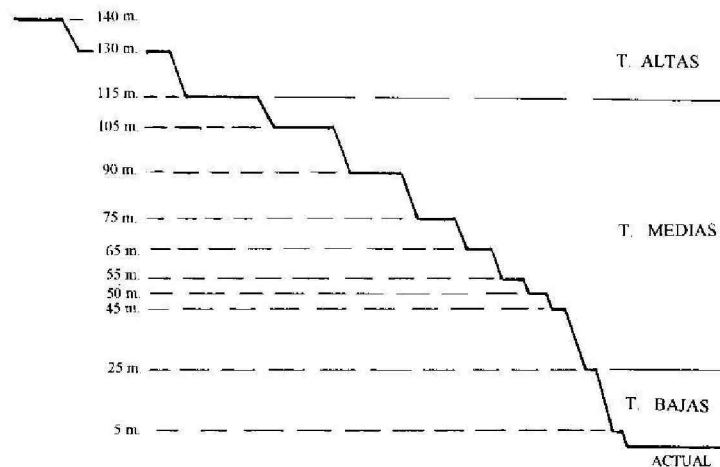


Fig. 6- Esquema de niveles de encajamiento de las terrazas del río Esla.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguirre, E. 1989. El límite inferior del Pleistoceno. En: Mapa del Cuaternario de España, E. 1:1.000.000. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid. p. 87-94.
- Alonso, J.L.; Pulgar, J.A.; García-Ramos, J.C. & Barba, P. 1995. Tertiary Basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). In: Tertiary Basins of Spain. (Friend, P.J. & Dabrio, C.J., Eds.) Cambridge Univ. Press.
- Castellanos, P. 1986. El Paleolítico Inferior de la Submeseta Norte (León). Instituto Fray Bernardino de Sahagún. Diputación de León. Consejo Sup. Investigaciones Científicas. p. 244.
- Colmenero, J.R.; García-Ramos, J.C.; Manjón, M. & Vargas, I. 1982. Evolución de la sedimentación terciaria en el borde N. de la Cuenca del Duero entre los valles del Torio y Pisuegra (León-Palencia). I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. Temas Geológico Mineros. Instituto Geológico y Minero de España, VI (I), p. 171-181.
- Espina, R.G.; Suárez, A. & Nozal, F., in litt. Hoja del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000., N° 233 Valencia de Don Juan. Serie MAGNA. IGME. Madrid.
- Heraül, G. & Hubschmann, J. 1984. Le piemont des monts de León (Espagne) et des Pyrénées Centrales Françaises. Analyse comparée de deux systèmes de sédimentation et d'altération plio-quaternaires. Recherches Géographiques a Strasbourg; n° special, p. 22-23.
- Herrero, A.; Alonso, G. & Colmenero, J.R. 2004. Estratigrafía del subsuelo en el sector noroeste de la Cuenca del Duero (Provincia de León). Revista de la Sociedad Geológica de España, 17(3-4). p. 197-215.
- Julivert, M.; Fontboté, J.M.; Ribeiro, A. & Nabais-Conde, L.E. 1972. Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares y Memoria explicativa. E. 1:1.000.000. Instituto Geológico y Minero de España. 1-113.-Lobato Astorga, L. 1977. Geología de los valles altos de los ríos Esla, Yuso, Carrión y Deva (León, Palencia y Santander) (Cordillera Cantábrica, España). Instituto Fray Bernardino de Sahagún. Diputación de León. Consejo Superior de Investigaciones Científicas de España. p. 197.
- Lobato Astorga, L.; García-Alcalde, J.; Sánchez de Posada, L.C. & Truyols, J. 1984. Hoja del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000 N° 104, Boñar. Memoria explicativa. Serie MAGNA. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. p. 77.
- Lobato Astorga, L. 1990. Impacto Ambiental y Riesgos derivados de la construcción de la Presa Embalse de Omañas (León): Aspectos geológicos. En: Problemática geoambiental y desarrollo. Eds. Ortiz Silla. Universidad de Murcia (España). p. 177-185.
- Martín-Serrano, A. 1988. El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico. Instituto de Estudios Zamoranos F. del Campo. Diputación de Zamora. CSIC. p. 306.
- 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(3-4), p. 337-351.
- Molina, E. & Pérez-González, A. 1989. Depresión del Duero. En: Mapa del Cuaternario de España a Escala 1:1.000.000. ITGE. Madrid. p. 153-163.
- Raymo, M.E. 1992. Global climate change: A three million year perspective. In: Kukla, G.J. & Went, E., eds. Start of a glacial. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, p. 353.