

LAS GRANDES UNIDADES DEL RELIEVE

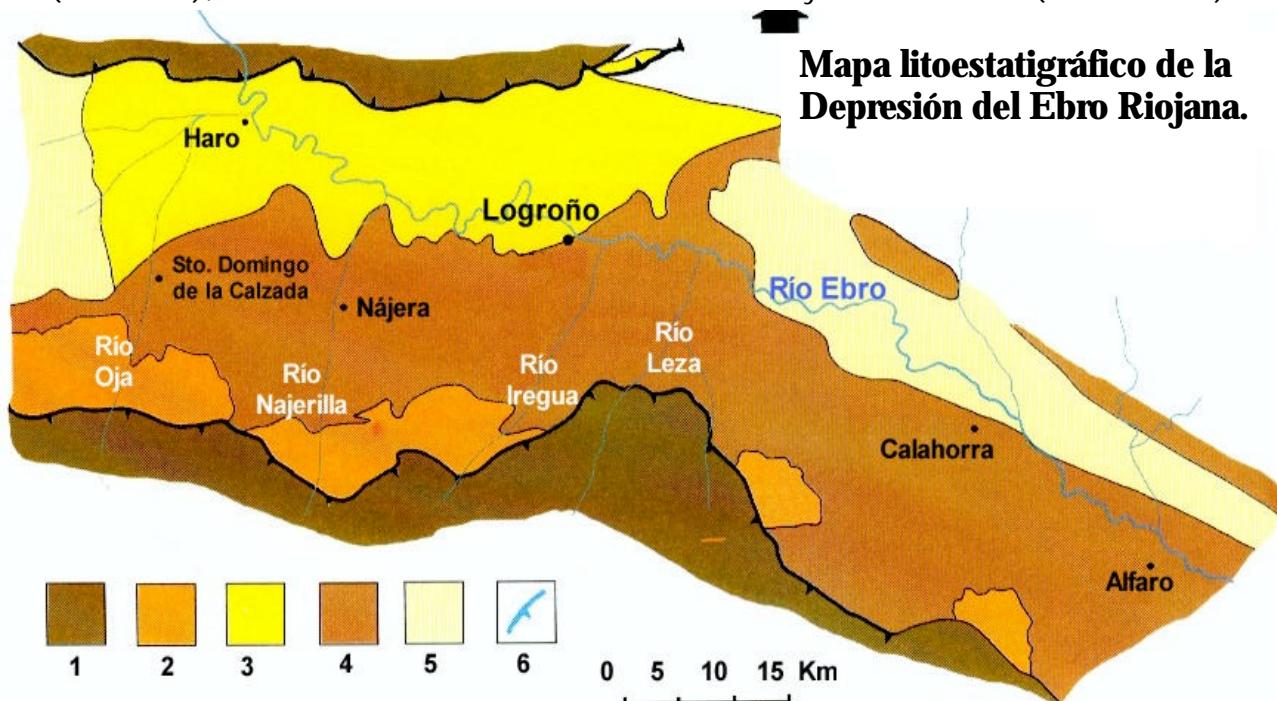
LA DEPRESIÓN DEL EBRO

**José Luis Peña Monné &
Asunción Julián Andrés**
(Universidad de Zaragoza)

Al norte de los rebordes montañosos de la Cordillera Ibérica la topografía comienza a descender paulatinamente en dirección hacia el río Ebro. De igual forma, el relieve pierde energía desde los Montes Obarenes y Sierras de Toloño y Cantabria hacia este mismo río. Este conjunto de relieves de baja altitud constituye el sector occidental de la Depresión del Ebro del que no solamente participa La Rioja, sino también el País Vasco y Navarra.



Debido a la variada constitución litológica, que genera relieves de diferente energía, no hay una coincidencia entre la Depresión topográfica y los límites marcados por la geología. De tal forma que, en la Depresión del Ebro, se incluyen tanto los relieves conglomeráticos del Serradero (1.491 m.) y de Cabimonteros (1.388 m.), como las llanuras aluviales del río Ebro y sus afluentes (300-450 m.).



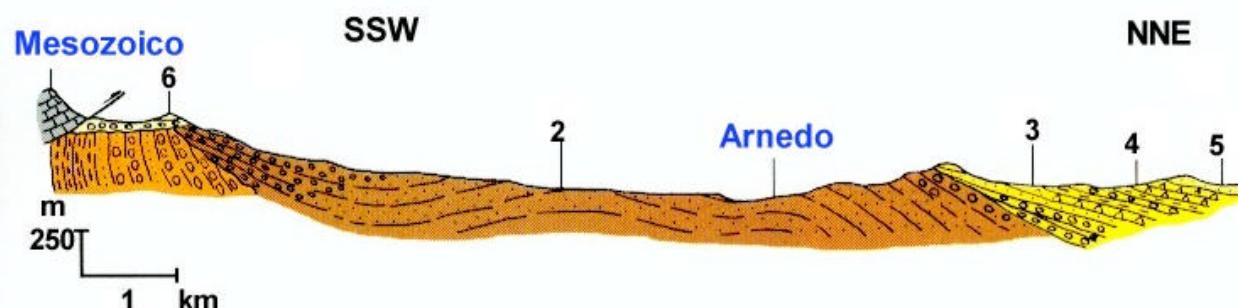
1: Materiales paleozoicos y/o mesozoicos 2: Conglomerados terciarios 3: Margas y areniscas de las Facies Haro 4: Margas y areniscas de las Facies Nájera 5: Formaciones evaporíticas 6: Cabalgamientos de las Sierras Marginales (Fuente: Riba, 1964; simplificado)

Dentro del conjunto de la Depresión del Ebro, el sector riojano es el más estrecho ya que al Oeste de Logroño los Montes Vascos y la Cordillera Ibérica se encuentran muy próximos entre sí. Esta disposición ha condicionado la constitución litológica de los materiales terciarios que rellenan la cuenca y la propia configuración del relieve.

El marco geológico

Al mismo tiempo que se creaba el marco montañoso limítrofe por la orogenia alpina, se inició un surco subsidente intermedio que recibiría, durante el Terciario, sedimentos de origen continental procedentes del desmantelamiento de esas mismas cadenas montañosas.

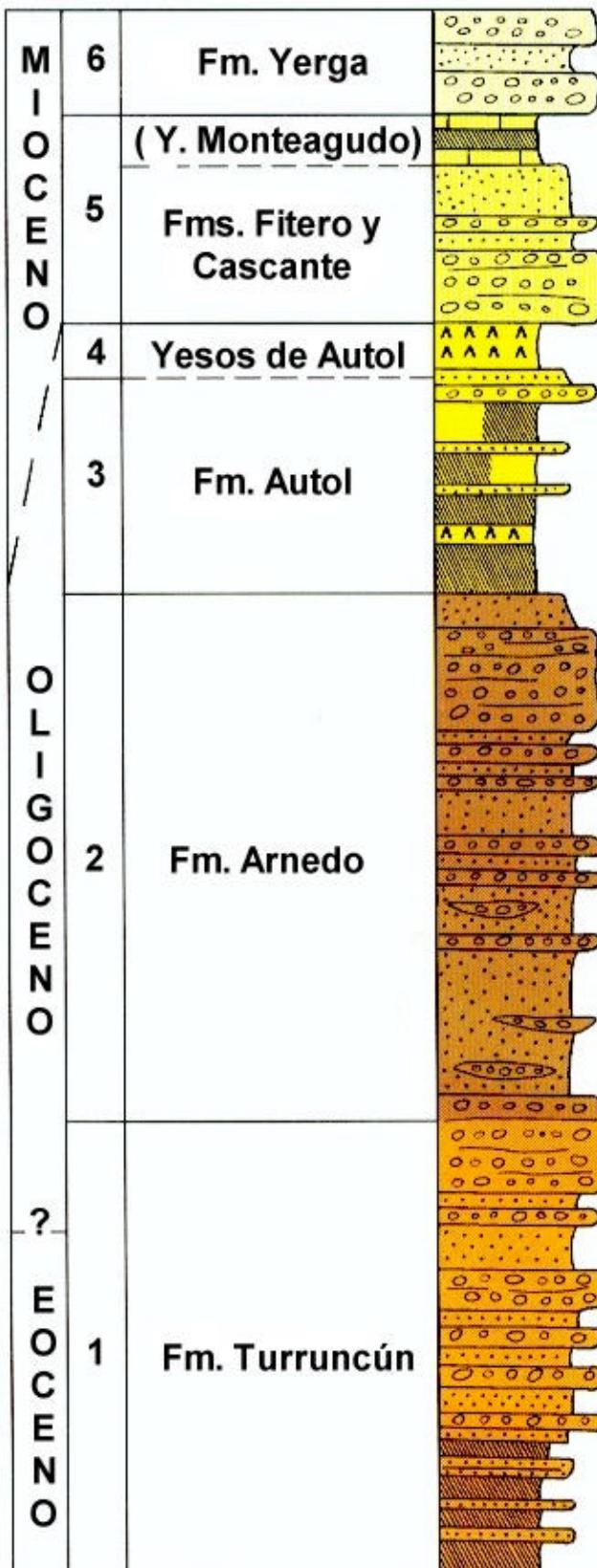
El dispositivo sedimentario es el propio de una cuenca endorreica de origen tectónico y con márgenes activos. A diferencia del sector central aragonés de la Depresión del Ebro, la cuenca riojana no presenta un desarrollo tan amplio de las facies distales lacustres. Ello es debido a que los cabalgamientos de la sierras de la Demanda-Cameros hacia el Norte y de Obarenes-Cantabria hacia el Sur han continuado su desplazamiento a lo largo del Terciario, determinando un progresivo constreñimiento del ámbito sedimentario, al tiempo que mantenían constantemente un fuerte contraste topográfico.



Las características de este dispositivo han propiciado el predominio de las litologías detríticas, con cambios rápidos y frecuentes de facies. Los niveles carbonatados no forman series potentes y las evaporitas quedan relegadas al margen septentrional de la Rioja Baja y al límite occidental (La Bureba).

El Terciario continental riojano abarca desde el Eoceno terminal hasta el Mioceno superior, presentando una potencia muy variable, ya que el sustrato de la sedimentación es irregular, superando los 4.000 m. en el sector de Arnedo y los 5.000 entre la Rioja Alavesa y Logroño (Riba *et al.*, 1983).

A lo largo del territorio riojano afloran diferentes facies terciarias que han sido descritas por Riba (1955, 1964), Salvany (1989 a,b), Muñoz *et al.*, (1986); pudiendo diferenciarse dos áreas coincidentes a grandes rasgos con la Rioja Alta y la Rioja Baja.



En la Rioja Alta los materiales aflorantes abarcan desde el Oligoceno superior hasta el Mioceno, estando compuestos de varias unidades litoestratigráficas. En el borde meridional de la cuenca se localizan series detríticas groseras con conglomerados basales oligocenos, a los que se superponen los conglomerados calcáreos de Ojacastro y los silíceos de Santurdejo, ambos de edad miocena.

Hacia el sector central se pasa a facies margo-arcillosas y de arenas, de tonalidades rojizas (Facies de Nájera) o amarillentas (Facies de Haro). La Facies Nájera enlaza lateralmente hacia el NE con los Yesos de los Arcos. Culminando estas series se localizan en el sector mas occidental las facies yesíferas de Cerezo-Altable, atribuibles ya al Mioceno superior.

Los materiales más antiguos de la Rioja Baja pertenecen al Eoceno superior y están formados por una megasecuencia granodecreciente de colores rojizos (Conglomerados de Turruncún). Sobre estos, abarcando el Oligoceno y el Mioceno inferior, se depositaron otras series detríticas groseras (Formación Arnedo y Formación Autol) que a techo comienzan a englobar yesos hasta pasar a la formación evaporítica de los Yesos de Autol, equivalentes a los Yesos de los Arcos, que se continúan hasta el sector navarro. Por último, la sedimentación miocena culmina con los conglomerados de Fitero y de Yerga, separados por una discordancia angular.

Gran parte de la sedimentación en la cuenca riojana es sinorogénica, es decir, simultánea con las sucesivas deformaciones terciarias de las estructuras alpinas marginales. Debido a esta actividad tectónica, las principales deformaciones se han producido en las proximidades del cabalgamiento de las Sierras Ibéricas y de Cantabria, que llegan a superponerse sobre las series terciarias, especialmente en el margen septentrional donde las facies proximales han sido fosilizadas en su mayor parte. Asimismo la actividad sinorogénica ha originado discontinuidades internas en estos sedimentos.

Hacia el centro de la cuenca las deformaciones disminuyen en la Rioja Alta, manteniéndose la disposición subhorizontal original. Por el contrario, la Rioja Baja ha sido afectada por pliegues de dirección NO-SE siguiendo el estilo estructural del sector navarro. Estos accidentes (Anticlinal de Alcanadre, Sinclinal de la Rioja Alta) presentan núcleo de yesos y funcionamiento diapírico, con cabalgamientos asociados. La halocinesis de estos yesos, y según algunos autores los movimientos diapíricos e incluso tectónicos, se han prolongado a lo largo del Cuaternario, llegando a afectar a depósitos recientes.

Las unidades de relieve

La instalación de los cursos fluviales sobre los materiales terciarios ha generado la fisonomía actual del relieve del sector riojano de la Depresión del Ebro. El contraste topográfico entre el fondo de la cuenca y los márgenes montañosos se debe, por una parte, a la persistencia de las pulsaciones tectónicas en los frentes de ambas cordilleras, manteniendo un desnivel de origen estructural; y, por otra parte, al vaciado erosivo provocado por la red del Ebro aprovechando la existencia de litologías predominantemente lábiles.

La ausencia de niveles duros carbonatados en el centro de la Depresión, semejantes a los que configuran las "muelas" en el sector aragonés, determina un paisaje geomorfológico caracterizado por el predominio de las formas suaves. La mayor parte de los materiales margo-arcillosos del sector central aparece recubierta por acumulaciones cuaternarias de glacis y terrazas fluviales que otorgan un carácter dominado por las superficies planas. Únicamente en los márgenes de la Depresión se puede hablar de verdaderos relieves estructurales modelados en las litologías conglomeráticas, de mayor dureza.

Así pues, la existencia de litologías contrastadas permite diferenciar dos grandes conjuntos: los relieves estructurales de los márgenes norte y sur de la Depresión y las formas acumulativas cuaternarias del sector central.

1. Los relieves estructurales

El contacto de las Sierras de la Demanda, Cameros y sus estribaciones por Peñalmonte-Isasa-Cumbreiro con el Terciario de la Depresión del Ebro se caracteriza por la prolongación topográfica del relieve serrano a través de los materiales conglomeráticos correspondientes a las facies proximales de la cuenca. El contraste con el centro de la cubeta se ve potenciado por el brusco cambio de facies sin apenas litologías de transición.

Estos conglomerados marginales corresponden a las formaciones de Turruncún (Eoceno superior), de Ojacastro y Santurdejo (Mioceno), y de Yerga (Mioceno superior). Los primeros aparecen fuertemente deformados por el cabalgamiento de Peña Isasa, generándose hogbacks, localmente subverticales. Pero los relieves más importantes se han modelado en las otras tres facies conglomeráticas. Las de Santurdejo y Yerga son de constitución silícea y su escasa consistencia origina modelados de cordales estrechos en las divisorias fluviales, dando lugar a relieves elevados como los del margen de los ríos Oja y Santurdejo (1.304 m.), los de Cabimonteros (1.388 m.) y de Yerga (1.101 m.). La facies conglomerática de Ojacastro se compone de materiales calcáreos fuertemente cementados produciendo energéticos escarpes al ser atravesados por los cursos fluviales, destacando los que jalonan los valles del Nájera-Tobia y del Iregua. La presencia de fracturas ortogonales favorece el modelado de "mallos" en forma de torreones monolíticos, al ampliarse las fisuras por la disolución y por procesos mecánicos de alteración.

En el margen septentrional, los materiales mesozoicos de los Montes Obarenes- Sierra de Cantabria han generado un importante escarpe estructural propiciado por el frente de cabalgamiento y su propia resistencia litológica. A diferencia del sector meridional, los conglomerados ocupan una menor extensión de afloramiento por lo que las grandes formas estructurales en materiales terciarios son prácticamente inexistentes, a excepción de algunos relieves de areniscas que resaltan entre un modelado en el que dominan las acumulaciones cuaternarias.

2. Las acumulaciones cuaternarias

Los depósitos generados durante el Cuaternario ocupan gran parte del territorio de la Depresión del Ebro occidental, tanto en la comunidad riojana como en la alavesa y navarra. El río Ebro, procedente de la Cordillera Cantábrica atraviesa las sierras del margen norte de la cubeta, penetrando en la depresión terciaria a partir del desfiladero de las Conchas de Haro. A partir de finales del Plioceno, la Depresión del Ebro debió de convertirse en una cuenca exorreica, abriendose paso hacia el Mediterráneo y produciéndose, a lo largo del Cuaternario, la progresiva instalación de la red fluvial del Ebro.

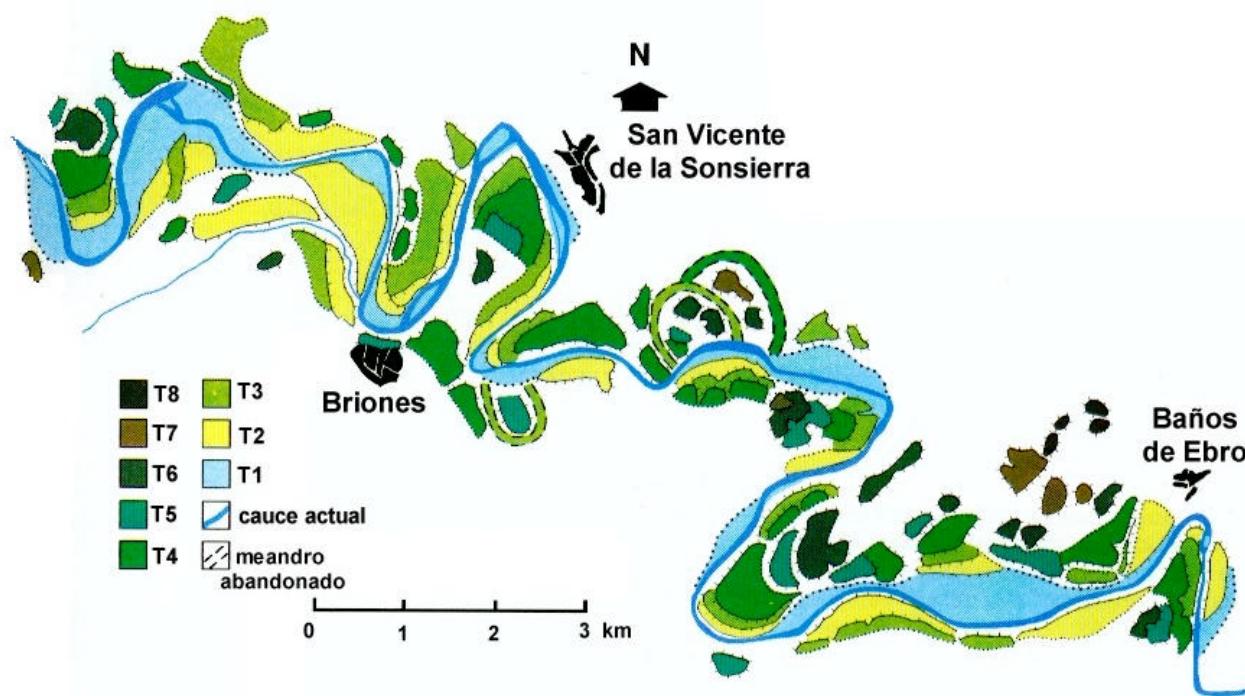
El desalojo de los materiales terciarios y la continua reactivación de los escarpes marginales ha favorecido la afluencia de los ríos procedentes de estas serranías, trasladando ingentes masas de derrubios cuaternarios hacia el fondo de la Depresión. Las fluctuaciones climáticas frías y cálidas del Pleistoceno han determinado una compleja evolución de la red fluvial, generándose una alternancia de momentos de acumulación con otros de incisión. Como consecuencia de esta dinámica cuaternaria, las acumulaciones aparecen dispuestas en forma escalonada, pudiéndose reconocer diferentes niveles tanto en los márgenes del río principal como en los afluentes, que constituyen las terrazas fluviales. Asimismo, con similar disposición se modelaron glacis y conos de deyección, que enlazan los relieves estructurales con los fondos aluviales.

Es muy difícil establecer una ordenación cronológica de la evolución cuaternaria de este sector de la Depresión del Ebro. Unicamente disponemos de la datación de los sedimentos de la Depresión de Villarroya, de origen lacustre y aluvial,

que ha sido atribuida al Villafranquiense Inferior (Plioceno Superior) (Villalta, 1952; Crusafont et al., 1957), aunque, por su situación marginal e independiente de la evolución de la Depresión, debe utilizarse con reservas. Por otra parte, en los glaciares de Badarán-Ciruena se ha establecido una cronología relativa basada en el hallazgo de materiales líticos prehistóricos relacionados con dichas acumulaciones, que han permitido situar los tres niveles de terraza inferiores como pertenecientes al Pleistoceno superior (Ibáñez et al., 1986).

2.1. Las terrazas del Ebro

Desde las Conchas de Haro hasta Logroño el río Ebro atraviesa las areniscas y margas de la Formación Haro, adoptando un trazado de acusada sisonuosidad con meandros encajados y estrecha llanura aluvial. Esta disposición se ha mantenido con idénticas características a lo largo del Pleistoceno, como lo testimonian los retazos conservados de las terrazas más antiguas y los brazos abandonados en diferentes fases de su evolución. Los principales afloramientos se conservan en los lóbulos de los meandros, en forma de colinas de escarpes suavizados y ocupando una extensión reducida.



A partir de Logroño el valle se ensancha al discurrir el Ebro sobre las arcillas de la Formación Nájera y los yesos de Los Arcos, trazando meandros libres de menor sinuosidad que en el tramo anterior. Las terrazas ocupan mayor superficie y configuran banquetas continuas delimitadas por escarpes abruptos en ambos márgenes del río. Su espesor es variable, presentando las mayores potencias sobre los yesos de Alcanadre debido a procesos kársticos y a deformaciones halocinéticas.

Las terrazas del Ebro han sido estudiadas por Bomer (1978), Gonzalo Moreno (1981), Pérez-Lorente (1983) y más recientemente por Julián (tesis en prep.), quien diferencia los siguientes niveles:

T8	170-180 m.
T7	130-150 m.
T6	80-95 m.
T5	50-60 m.
T4	30-40 m.
T3	15-20 m.
T2	6-12 m.
T1	2-4 m.

Los niveles más altos se corresponden con las terrazas más antiguas y tan sólo se conservan en forma de cerros residuales. Así, por ejemplo, el nivel 8 únicamente aparece en Las Mugas, al noroeste de Baños de Ebro, y en Misamayor, cerca de la Puebla de la Barca. Por el contrario, las restantes terrazas ocupan una importante extensión, dependiendo de los tramos fluviales.

La composición de todo el conjunto de terrazas es muy similar, tratándose principalmente de gravas de litologías muy variadas como consecuencia de la gran diversidad de áreas fuente. En las terrazas inferiores se aprecia una mayor presencia de niveles limo-arenosos.

Al mismo tiempo se constata una fuerte compactación en los niveles más antiguos, debido a la existencia de costras carbonatadas, así como un importante desarrollo de suelos. La gran resistencia de estos niveles aluviales a la erosión favorece la conformación de inversiones de relieve al dejar en resalte las terrazas con respecto a las litologías blandas circundantes.

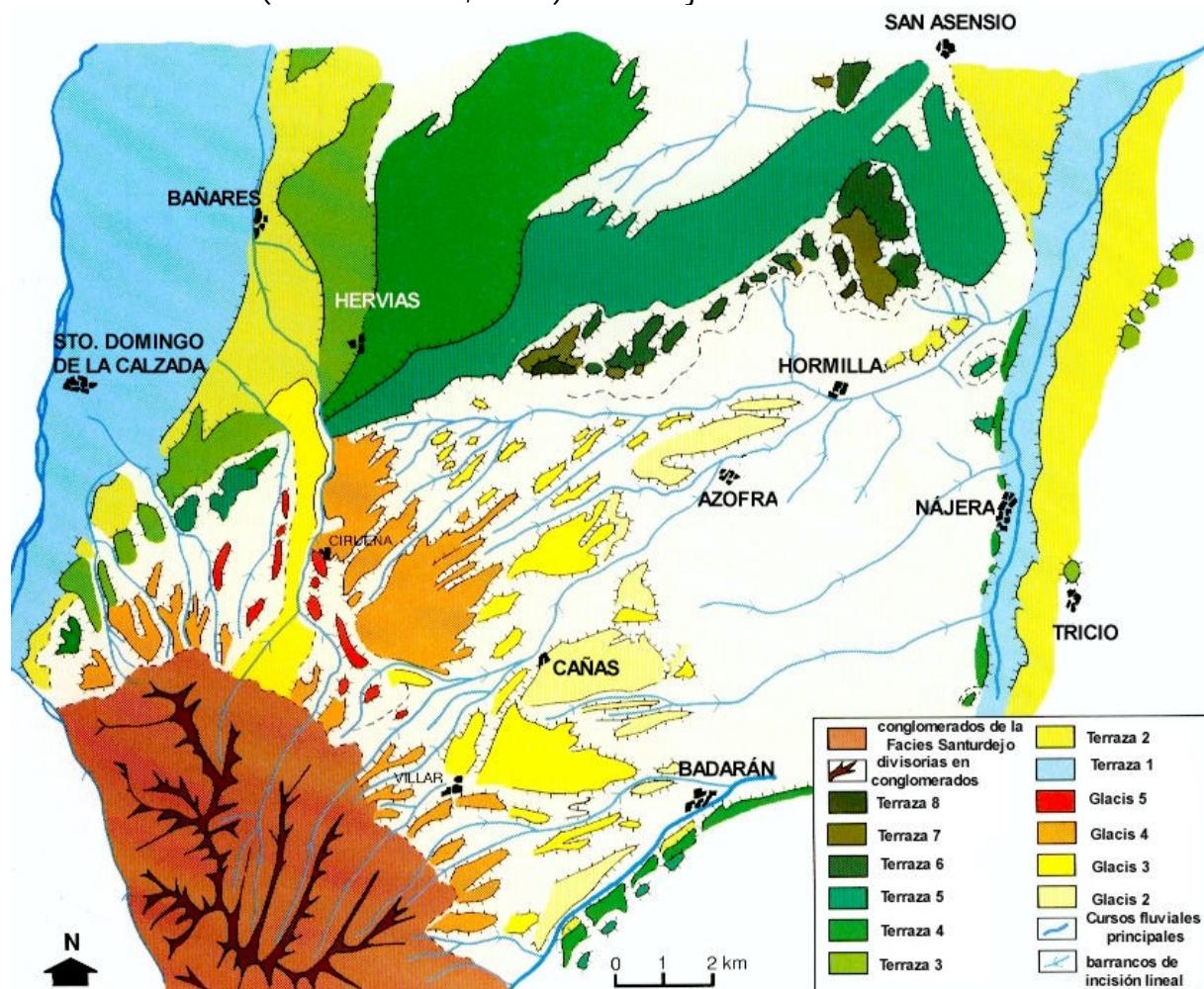
En el sector oriental, la presencia de yesos como sustrato de las acumulaciones de terraza ha generado deformaciones de diferentes características. Por una parte, existen abombamientos de tipo domático que comportan variaciones altitudinales en las terrazas; por otra parte, se han descrito estructuras de micropliegues y fallas debidas tanto a deformaciones halocinéticas como a fenómenos diapiricos (Casas & Benito, 1988). Otros autores (Pérez-Lorente, 1983, 1985 y Atares et al., 1983) interpretan algunas deformaciones como causadas por movimientos tectónicos recientes, ligados a la dinámica de la Cordillera Ibérica.

2.2. Las terrazas de los piedemontes.

La posición disimétrica del río Ebro en la Depresión Riojana origina una gran diferencia en cuanto a su desarrollo superficial entre el piedemonte de Obarenes-Tolono-Cantabria, del que además la comunidad riojana solamente posee una pequeña porción, y el gran piedemonte de la Cordillera Ibérica.

Los ríos procedentes de los Sierras de la Demanda y Cameros, tras atravesar los conglomerados marginales, originaron extensos abanicos aluviales dirigidos hacia el río Ebro. El sector occidental del piedemonte se compone de los complejos abanicos cuaternarios de los ríos Oja, Najerilla e Iregua, que a lo largo del Pleistoceno se han

visto sujetos a desplazamientos laterales del cauce, cubriendo de sedimentos extensas llanuras aluviales (Bomer & Riba, 1984). El río Oja ha ido trasladándose de



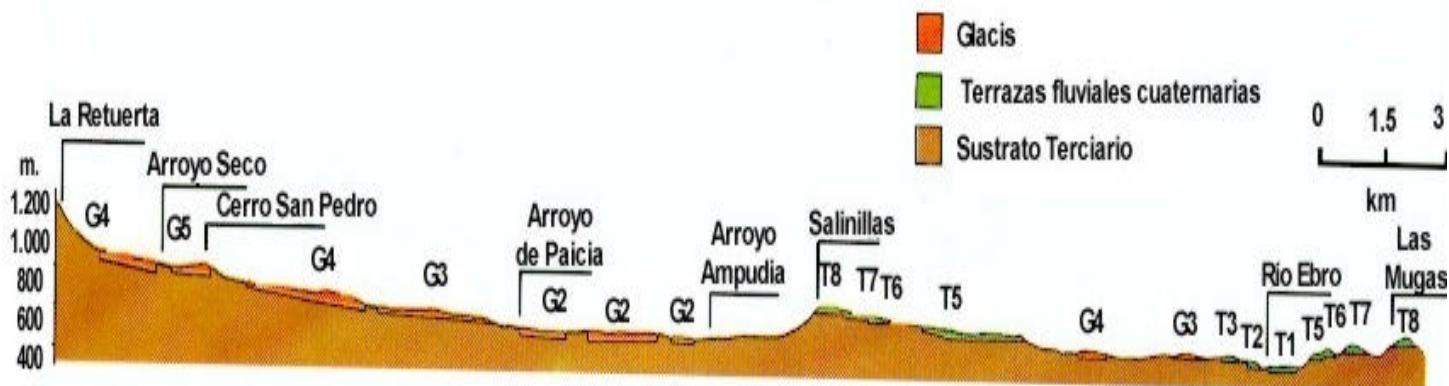
Este a Oeste, en dirección hacia el río Tirón, mientras que los ríos Nájera e Iregua se han desplazado en dirección opuesta. En el Pleistoceno inferior, los ríos Oja y Nájera debían de confluir en el sector de Valpierre, donde se conservan los retazos de terraza más antiguos y que actualmente constituyen la divisoria entre ambas cuencas. Los niveles culminantes del río Iregua se localizan al oeste de Navarrete, a unos 15 km. del cauce actual, desde donde se produciría la migración paulatina de su curso hacia el Este. Aunque estos desplazamientos laterales se pueden deber a la dinámica normal de torrentes de alta energía, la neotectónica quizás ha podido contribuir a esta movilidad (Pérez Lorente, 1983).

A pesar de que cada sistema fluvial ha tenido una dinámica independiente, el río Ebro ha funcionado como nivel de base general de todo el piedemonte, dirigiendo la evolución erosiva y deposicional.

Al analizar sistemáticamente las terrazas de cada uno de los ríos se aprecian diferencias altitudinales (cuadro 1) que impiden una correlación general entre ellos, así como con el río Ebro. Esto es debido a la dificultad de relacionar los pequeños retazos conservados de los niveles más altos, muy alejados de los cauces actuales, como consecuencia de los desplazamientos laterales ya indicados.

Niveles de terraza de los ríos del piedemonte riojano
(altura en m. respecto al cauce actual)

	Oja	Najerilla	Iregua	Leza	Cidacos
T8		245			
T7	112	190			
T6	90	170			
T5	70	150	165-170	200	
T4	50	98	145-150	90	85
T3	30	50-70	100	55	45-50
T2	8-10	10-18	60	10-12	18-20
T1	0,5-1	1-2	5-12	6	5-6



El espectro litológico de las terrazas de estos cursos fluviales presenta menor variedad que en las acumulaciones del río Ebro. Además, existen grandes diferencias entre los depósitos de los valles occidentales (Oja y Najerilla), cuya cabecera se sitúa en materiales paleozoicos, y los correspondientes a los ríos centrorientales, ya que sus terrazas contienen una mayor abundancia de gravas mesozoicas. Mucho más general es la presencia de cantos muy rodados procedentes de la erosión de los conglomerados terciarios marginales.

2.3. Otras formas acumulativas.

Sirviendo de enlace entre los relieves estructurales y los fondos aluviales se originaron suaves rampas acumulativas con morfología de glacis, presentando escalonamiento de niveles similares a los descritos en las terrazas fluviales. Estos glacis fueron modelados por cursos de agua de dinámica torrencial, generalmente afluentes de los ríos principales, por lo que la variedad litológica de sus acumulaciones es mucho más restringida que en aquellos. También pueden calificarse de glacis muchas de las formas acumulativas de empalme entre los niveles de terraza culminantes y las

Geografía de la Rioja	v. 1	85 - 95	1994
El relieve			

terrazas medias y bajas. Una de las áreas donde se conserva un mayor recubrimiento de este tipo de acumulaciones corresponde al piedemonte septentrional, cuyas pendientes descienden hacia el río Tirón y hacia el río Ebro. En el piedemonte ibérico los glacis de mayor desarrollo son los del sector de Badarán-Cirueña, en el interfluvio Oja-Najerilla-Cárdenas, en donde se han diferenciado 5 niveles acumulativos (Ibáñez et al., 1986). Entre los ríos Najerilla e Iregua, Gonzalo Moreno (1981) diferencia seis niveles de glacis al pie del Serradero, escalándose de forma divergente hacia los ríos principales. Finalmente, en el sector oriental hay que destacar los glacis del piedemonte de Cabimonteros y Yerga.

Por último, otras formas acumulativas corresponden a los valles de fondo plano con importantes rellenos holocenos, muy abundantes en la red lateral del río Tirón, modelados sobre materiales evaporíticos. También hay que destacar la existencia de conos de deyección recientes en zonas de confluencia de torrentes de fuerte pendiente con los cursos fluviales.

Referencias bibliográficas

- Atarés, A., Ortega, A. y Pérez-Lorente, F., (1983): Fallas cuaternarias en las proximidades de Alcanadre y la Rioja Baja, Cuadernos de Investigación Geográfica, 9: 2939, Logroño.
- Bomer, B., (1978): Le Bassin de l'Ebre et ses bordures montagneuses. Etude géomorphologique. These Doctoral, Universidad de Caen, 662 pp., inédito.
- Bomer, B. & Riba, O., (1984): Le piémont septentrional de la Sierra de la Demanda (Bassin de l'Ebre, Espagne), Montagnes et Piemonts, R.G.P.S.O., pp. 165-185, Toulouse.
- Casas, A. & Benito, G., (1988): Deformaciones cuaternarias debidas a procesos diapiricos en la Depresión del Ebro (prov. de Zaragoza, Navarra y La Rioja), II Congreso Geológico de España, t. I, pp. 375-378, Granada.
- Crusafont, M., Villalta, J. F. de & Riba, O. (1957): Villafranchien de Villarroya, Livretguide de l'excursion num. 3, V Con. Int. INQUA, pp. 11-15, Madrid.
- Gonzalo Moreno, A., (1981): El relieve de La Rioja. Análisis de Geomorfología Estructural, Instituto de Estudios Riojanos, 508 pp., Logroño.
- Ibáñez, M. J., Pellicer, F. & Peña, J. L. (1986): Estudio geomorfológico. En: Utrilla, P., Rioja, P. & Mazo, C., : El Paleolítico en La Rioja. 1. El término de Villar de Torre, pp. 11-18, Instituto de Estudios Riojanos.
- Muñoz, A., Pardo, G., & Villena, J., (1986): Análisis tectonosedimentario del Terciario de la depresión de Arnedo (provincia de La Rioja), Acto Geológica Hispánica 21-22: 427-435.
- Perez-Lorente, F., (1983): El Cuaternario en La Rioja Alta, Cuadernos de Investigación Geográfica, 9: 15-28, Logroño.

Geografía de la Rioja	v. 1	85 - 95	1994
El relieve			

Perez-Lorente, F., (1985): La Neotectónica en La Rioja. Algunos aspectos morfológicos, Actas del I Col. Geografía de La Rioja, pp. 9-23, Logroño.

Riba, O., (1955): Sur le type de sedimentation du Tertiaire continental de la partie Ouest du Bassin de l'Ebre, Geol. Rundschau, 43 (2): 363-371, Stuttgart.

Riba, O., (1964): Estructura sedimentaria del Terciario continental de la Depresión del Ebro en su parte riojana y navarra, Aportación al XX Congreso Geogr. Internacional, Londres, 127-138.

Riba, O., Reguant S., y Villena, J., (1983): Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro, Geología de España, *Libro Jubilar J. M. Ríos*, t.11, pp. 131-159.

Salvany, J. M., (1989 a): Las formaciones evaporíticas del Terciario Continental de /a Cuenca del *Ebro* en Navarra y La Rioja: Litoes tratigrafía, Petrología y Sedimentología, Tesis Doctora Universidad de Barcelona, 399 pp., inédito.

Salvany, J. M., (1989 b): Los sistemas lacustres evaporíticos del sector Navarro-Riojano de la Cuenca del Ebro durante el Oligoceno y Mioceno inferior, Acta Geol. Hispánica, 24 (3-4): 231-241.

Villalta, J. F., de (1952): Contribución al conocimiento de la fauna de mamíferos fósiles del Plioceno de Villarroya (Logroño), Bol. Inst. Geol. y Min., 64: 204 pp.