

Evolución paleogeográfica de los conglomerados miocenos adosados al borde norte de la Sierra de Cameros. (La Rioja).

A. MUÑOZ, G. PARDO y J. VILLENA

Area de Estratigrafía. Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza.

RESUMEN

En los conglomerados terciarios que constituyen las sierras de Yerga, Cabi Monteros y Serradero, adosadas al borde Norte de la Sierra de Cameros (Fig. 1), se han caracterizado tres Unidades Tectosedimentarias (UTS A₆, A₇ y A₈). Su correlación con las definidas en sectores adyacentes de la Cuenca del Ebro nos ha permitido establecer su edad que abarca, en conjunto, desde el Aragoniense medio hasta el Turolense (Aragoniense medio-Aragoniense superior para la primera UTS, Aragoniense superior-Vallesiense para la segunda y Vallesiense-Turolense para la tercera). La evolución vertical de las unidades y su relación con las estructuras tectónicas activas permite encajarlas en un contexto de tectónica compresiva; las dos primeras UTS aparecen cabalgadas por la Sierra de Cameros mientras que la tercera fosiliza esta estructura lo que permite datar el final de la compresión como mínimo en el Vallesiense, pudiendo haberse prolongado de forma decelerada hasta el Turolense. El movimiento del frente N de la Sierra de Cameros tiene una importante componente horizontal coincidiendo con el máximo diastrófico localizado en la base de la primera unidad, adquiriendo en los máximos diastróficos localizados entre la primera y segunda UTS y entre la segunda y la tercera, una mayor componente vertical. La respuesta sedimentaria, en el primer caso, son abanicos aluviales de alta eficacia de transporte que drenan el área fuente silíceo formada por las facies Purbeck-Weald y en el segundo caso abanicos aluviales de baja eficacia de transporte que drenan la franja marginal carbonatada constituida por materiales jurásicos.

ABSTRACT

Three Tectosedimentary Units (TSU A₆, A₇ and A₈) were identified in the tertiary conglomeratic facies, which are cropping out in Sierra de Yerga, Cabi Monteros and Serradero (southern margin of the Ebro Basin, adjoining the Sierra de Cameros; fig. 1). The first and third TSU have a fining upward evolution; the second one has a cyclic evolution (fining-coarsening upward). Correlation between these TSU with those established in eastern sectors of the Ebro Basin allowed us to date them. The three TSU range from middle Aragonian to Turolian (Middle to Upper Aragonian, Upper Aragonian to Vallesian and Vallesian to Turolian, respectively). These units were deposited under compressive stress as evidenced by both, vertical evolution of sedimentary units and their relationship to active tectonic structures. Sierra de Cameros thrust affects the first and second TSU, whereas this thrust is fossilized by the third one. This relationship shows that the age for the end of the compression was, at least, Vallesian. However, Cameros thrust maybe reached the Turolian in a decelerate way. Important horizontal translation of the Sierra de Cameros thrust is detected at the diastrophic maximum which was developed at the onset of the first TSU. Alluvial fans of high transport efficiency, are associated to this horizontal translation. The source area for these alluvial systems was mainly siliceous in composition (i. e., Purbeck-Weald facies). On the contrary, vertical translation along this thrust prevails at two periods of diastrophic maximum which are located at the boundaries of both, the first and second TSU and the second and third TSU, respectively. Alluvial fans of low transport efficiency, which had mainly carbonate units in their source areas (i. e., Jurassic units), are linked to this vertical translation.

Palabras clave: Conglomerados. Mioceno. Cuenca del Ebro. Unidades Tectosedimentarias. Paleogeografía. Relaciones tectónica-sedimentación. Cabalgamiento. Sierra de Cameros.

Key words: Conglomerates. Miocene. Ebro Basin. Tectosedimentary Units. Paleogeography. Tectonic-sedimentation relationships. Thrust. Sierra de Cameros.

INTRODUCCION

En el borde suroccidental de la Cuenca del Ebro, entre los ríos Alhama y Najerilla, se localiza un conjunto de pequeñas sierras (Yerga, Cabi Monteros y Serradero), constituidas fundamentalmente, al igual que otros afloramientos de extensión más reducida, por una potente sucesión de litofacies conglomeráticas masivas. Estas facies se adosan al frente norte de la Sierra de Cameros, la cual está integrada por una potente serie mesozoica de 5500-6500 m, de los que la mayor parte corresponden a facies Purbeck-Weald (Fig. 1).

Desde que Sánchez Lozano (1894) se ocupara del estudio de los conglomerados aflorantes en el margen suroeste de la Cuenca del Ebro, considerándolos cuaternarios y de origen glaciar, son numerosos los trabajos que se han centrado en estos materiales. Una somera revisión de los antecedentes revela la existencia de notables discrepancias en la posición estratigráfica, características sedimentológicas, génesis o edad de estos conglomerados, que han sido denominados como facies Santurdejo (Riba, 1955b), Fm. de Yerga (IGME, 1977 y 1982), Conglomerado de Yerga (Ortega y Pérez-Loren-

te, 1984), Conglomerado del Serradero, Conglomerados de Ponzo y Brecha de los Gamellones (Pérez-Lorente, 1987).

Mallada (1911) y Schriel (1930) los emplazan en el Cuaternario, considerándolos este último autor como derrubios de ladera y conos de deyección. IGME (1947) les atribuyen una edad miocena, precisada posteriormente por Riba (1955a) como Vindoboniense-Pontienense. Riba (*op. cit.*) deduce además la existencia de una red fluvial O-E, responsable de la sedimentación de los conglomerados de Yerga y Cabi Monteros. Esta red drenaría los materiales paleozoicos de la Sierra de La Demanda, estando en ese momento arrasados los mesozoicos de la Sierra de Cameros. Brinkmann (1957) considera eoceno-oligocenos los conglomerados de la Sierra de Yerga y del Mioceno superior los de Cabi Monteros; por su parte Ortega y Pérez-Lorente (1984) emplazan en el Oligoceno los materiales que integran ambas sierras. Pérez-Lorente *et al.* (1989) relacionan los conglomerados sin cementar aflorantes en estas sierras con las etapas climáticas frías del Mioceno medio y superior. El estudio de las relaciones entre la tectónica que afecta a la Sierra de Cameros y la sedimentación terciaria ha sido recientemente abordado en los trabajos de

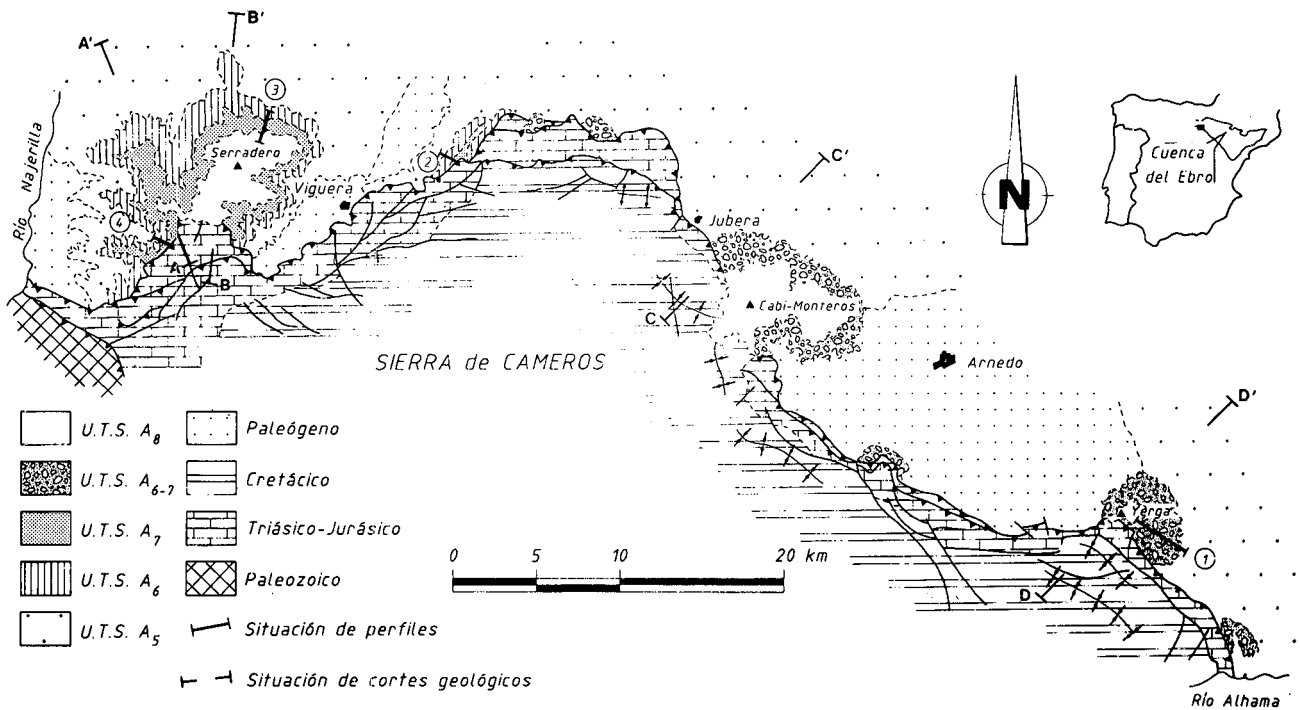


Figura 1.- Mapa geológico de la franja meridional de la Cuenca del Ebro entre los ríos Alhama y Najerilla.

Figure 1.- Geological map of the southern Ebro Basin in an area located between Alhama and Najerilla rivers.

Muñoz *et al.* (1986-87), Casas (1990) y Muñoz (1991). Este último autor ha realizado el análisis tectosedimentario de los materiales aflorantes en el sector riojano de la Cuenca del Ebro, definiendo ocho Unidades Tectosedimentarias (UTS) designadas desde A₁ hasta A₈. Tomando este trabajo como referencia, los objetivos que aquí perseguimos son la caracterización estratigráfica y sedimentológica de las UTS en las que quedan englobados los conglomerados que constituyen la mayor parte de las sierras marginales del sector suroccidental de la Cuenca del Ebro, y su correlación con las UTS establecidas en áreas próximas que incluyen yacimientos paleontológicos, lo que nos permitirá establecer sus intervalos cronoestratigráficos. A partir de la evolución vertical de los materiales y su relación con las estructuras tectónicas activas durante su sedimentación se persigue conocer las variaciones en la actividad del frente septentrional de la Sierra de Cameros, para interpretar la evolución dinámica y paleogeográfica de este sector de la Cuenca del Ebro a lo largo del Mioceno.

ESTRATIGRAFIA

Aplicando la metodología del análisis tectosedimentario (Garrido-Megías, 1982) al estudio de las litofacies que integran las Sierras de Yerga, Cabi

Monteros y Serradero, se han caracterizado tres Unidades Tectosedimentarias sobre un substrato constituido por la UTS A₅ de Muñoz *et al.* (1986-87) y Muñoz (1991). En consecuencia, estas UTS han sido designadas de forma correlativa como A₆, A₇ y A₈. Sus perfiles sintéticos más representativos se muestran en la figura 2, mientras que su disposición cartográfica queda recogida en la figura 1.

Unidad Tectosedimentaria A₆:

Está constituida por conglomerados pardo-rojizos integrados por clastos redondeados de naturaleza silícea, que intercalan proporciones variables de conglomerados grises de clastos angulosos carbonatados que ocupan siempre posiciones muy marginales, en contacto con la Sierra de Cameros. Las direcciones de aporte apuntan hacia el N y NO, observándose en este sentido un paso hacia litofacies detríticas más finas (Fig. 2, perfil de Neveras). Su potencia oscila entre 50 y 100 m presentando una evolución secuencial granodecreciente (Figs. 3 y 4). El límite inferior de esta unidad es una ruptura sedimentaria que se manifiesta como discordancia sintectónica sobre la UTS A₅ al SE de la Sierra de Yerga y al N de Ledesma de La Cogolla (discordancias de Yerga y Ledesma de Riba, 1964) y como discordancia angular sobre cualquiera de las unidades terciarias

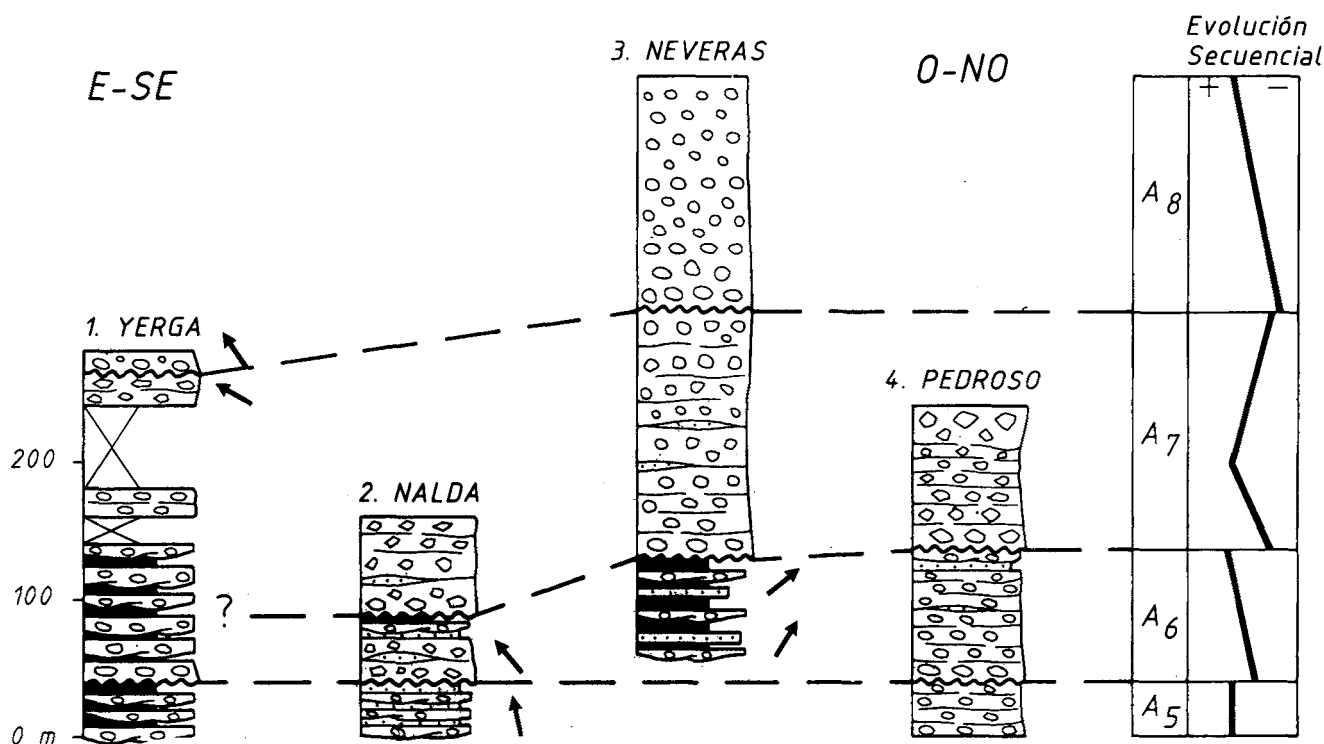


Figura 2.- Perfiles sintéticos más representativos de las UTS caracterizadas en los conglomerados miocenos adosados al margen N de la Sierra de Cameros.

Figure 2.- Representative synthetic sections for the miocene conglomeratic TSU, which are located north of Sierra de Cameros.

infracuencas. Por tanto se trata de una ruptura de tipo 1 según la nomenclatura de González *et al.* (1988).

Unidad Tectosedimentaria A₇:

Está formada, en el borde de la cuenca, por conglomerados grises y gris-anaranjados integrados por clastos calcáreos angulosos y subangulosos que, hacia posiciones más centrales de la cuenca, son sustituidos por conglomerados ocres de clastos silíceos subredondeados. La potencia de esta unidad oscila entre 100 y 180 m, presentando evolución secuencial cíclica granodecreciente-granocreciente lo que permite dividirla en dos UTS elementales no fundamentales (González, *et al.*, 1988), A₇¹ granodecreciente y A₇² granocreciente (Figs. 3 y 4). La ruptura sedimentaria que constituye su límite inferior se manifiesta por un salto granulométrico brusco hacia tamaños mayores y localmente, al S de Castroviejo (Fig. 5, corte A-A'), como discordancia angular sobre la UTS A₆ (ruptura sedimentaria de tipo 3).

Las malas condiciones de afloramiento no nos han permitido separar las UTS A₆ y A₇ en las Sierras de Yerga y Cabi Monteros, por lo que han sido cartografiadas como UTS A₆₋₇.

Unidad Tectosedimentaria A₈:

Está constituida por conglomerados rojizos poco o nada cementados, integrados casi exclusivamente por clastos redondeados de naturaleza silícea. Su espesor visible es de unos 170 m y su evolución secuencial granodecreciente (Figs. 2, 3 y 4). El límite inferior de la unidad es una ruptura sedimentaria que se manifiesta por un cambio de signo en la evolución vertical, que pasa de granocreciente a granodecreciente, acompañado por una superficie erosiva sobre la UTS A₆₋₇ observable en la Sierra de Yerga a escala de afloramiento (Fig. 5, corte D-D'). Se trata, por tanto, de una ruptura sedimentaria de tipo 1.

Las litofacies que constituyen estas unidades son referibles a sectores proximales y medios-proximales de abanicos aluviales de procedencia meridional que drenan bien el área fuente detrítica constituida por las facies Purbeck-Weald, presentando en este caso las características propias de los abanicos de alta eficacia de transporte, según la nomenclatura de Colombo (1989), o bien los materiales carbonatados del Jurásico, más próximos a la cuenca de sedimentación (Fig. 1), siendo referibles en este caso a los abanicos de baja eficacia de transporte. En cualquiera de los casos los conglomerados han sido generados a partir de diferentes procesos en función de su posición respecto al área

fuelle. En una secuencia de mayor a menor proximidad, encontramos flujos gravitacionales, flujos acuosos no canalizados macroturbulentos y de muy alta energía y sistemas entrelazados de canales y barras longitudinales de escaso relieve.

No resulta posible establecer de una forma directa la cronoestratigrafía de las unidades A₆, A₇ y A₈, ya que el carácter detrítico grosero de las litofacies que las integran determina la ausencia de restos paleontológicos. Por ello estableceremos la equivalencia entre estas unidades y las definidas en áreas próximas de la Cuenca del Ebro (sector de Borja-Tarazona) donde la sucesión estratigráfica incluye varios yacimientos de vertebrados (Fig. 3). Con tal propósito tomaremos como punto de partida la unidad subyacente, UTS A₅, ya que esta unidad presenta continuidad física de afloramiento con la UTS N₁ de Pérez *et al.* (1988), por lo que la correlación entre ambas queda establecida de forma inmediata. Los escasos datos paleontológicos son igualmente congruentes con esta correlación, ya que la parte media de la UTS A₅ ha sido datada a partir del yacimiento de Los Agudos como biozonas Z y A de Daams y Van Der Meulen (1984), mientras que la UTS N₁ de Pérez *et al.* (1988) abarca, en conjunto, un intervalo temporal que incluye las biozonas Z, A, B y C de estos autores.

La UTS A₆ presenta características evolutivas (Fig. 3) y litológicas similares a la UTS N₂ de Pérez *et al.* (op. cit.); a esto hay que añadir que la unidad N₂ presenta continuidad física de afloramiento en las proximidades del río Alhama con la base de la UTS comprensiva A₆₋₇, todo lo cual nos lleva a correlacionar nuestra UTS A₆ con la N₂ de Pérez *et al.* (1988).

Las UTS A₇ y A₈ por un lado y las unidades N₃ y N₄ por otro, exhiben una completa identidad en la evolución secuencial y en la tipología de las rupturas sedimentarias que las separan (Fig. 3).

A partir de estos hechos, y según los criterios de González *et al.* (1988), se pueden correlacionar respectivamente las UTS A₆, A₇ y A₈, caracterizadas al N del cabalgamiento de la Sierra de Cameros, con las UTS N₂, N₃ y N₄ del sector de Borja-Tarazona. Pérez *et al.* (1988) correlacionan a su vez las unidades N₂, N₃ y N₄ con las UTS T₆, T₇ y T₈ definidas en la cubeta de Montalbán-Daroca (Villena *et al.*, 1987). El conjunto de estas correlaciones permite disponer de un volumen importante de información acerca de la edad, facies, evolución secuencial, etc. de las Unidades Tectosedimentarias que nos ocupan, lo que posibilita asignar un intervalo cronoestratigráfico a las UTS definidas allí donde se carece de yacimientos paleontológicos, tal y como ocurre con las unidades A₆, A₇ y A₈ en el sector riojano. Tomando como base las correlaciones establecidas, la UTS A₆ abarca un intervalo temporal que va desde el Aragoniense medio (biozona MN4 de

UNIDADES CRONO.		MN	PEREZ et al (1988), PEREZ (1989)			Este trabajo						
			UTS	Evolución secuencial	Yacimientos vertebrados	UTS	Evolución secuencial					
MIOCENO	TUROLIENSE	12	N ₄		La Ciesma El Buste Borja Tarazona Monteagudo	A ₈						
		11						A ₇				
	VALLESIENSE	10	N ₃			A ₆						
		9						A ₅				
	ARAGONIENSE	Sup.	8	N ₂			A ₅					
			7									
		6										
		5										
		Med.									4	
											3	
Inf.	N ₁			A ₅								
						3						

Figura 3.- Esquema de correlación de las UTS definidas en los conglomerados miocenos del margen N de Cameros con las unidades establecidas en el sector de Borja-Tarazona.

Figure 3.- Correlation between TSU defined in the north margin of the Sierra de Cameros and those TSU previously defined in the Borja-Tarazona area.

Mein, 1975) hasta el Aragoniense superior (MN7), la UTS A₇ del Aragoniense superior (MN7) al Vallesiense y la UTS A₈ del Vallesiense al Turolense. En consecuencia, los conglomerados que constituyen las sierras de Yerga, Cabi Monteros y Serradero abarcan un intervalo cronoestratigráfico que se puede cifrar como Aragoniense medio-Turolense.

RELACIONES TECTONICA-SEDIMENTACION

Las variaciones en la actividad diastrófica y en el clima son los principales factores capaces de imprimir una determinada evolución vertical, a escala superior al de las secuencias elementales, a materiales que, como en este caso, se encuentran desconectados de las cuencas marinas. El carácter megasecuencial (en el sentido de Heward, 1978) de la mayoría de las ordenaciones verticales observadas en estas unidades, así como su estrecha relación con las estructuras alpinas y el hecho de que sus límites se manifiesten en el margen de la cuenca como discordancias, permite

concluir que las variaciones en la actividad diastrófica constituyen el factor principal en la génesis de las evoluciones secuenciales, mientras que las variaciones climáticas quedarían enmascaradas por los efectos de la tectónica.

Teniendo en cuenta el origen de estas evoluciones secuenciales se puede concluir que las granodecrecientes o positivas son referibles a periodos de actividad diastrófica decelerada o nula, durante los que tiene lugar la degradación del relieve en las áreas fuente y la consiguiente retrogradación de los sistemas aluviales; por el contrario, las evoluciones granocrecientes o negativas son referibles a periodos de actividad diastrófica acelerada, de forma que es el aumento de relieve en las áreas fuente lo que provoca la progradación de los sistemas aluviales.

En la figura 4 se recoge la litoestratigrafía y evolución secuencial de las UTS que integran las sierras de Yerga, Cabi Monteros y Serradero, así como la actividad tectónica interpretada a partir de la evolución vertical y de las estructuras tectónicas que afectan a las diferentes unidades (Fig. 5).

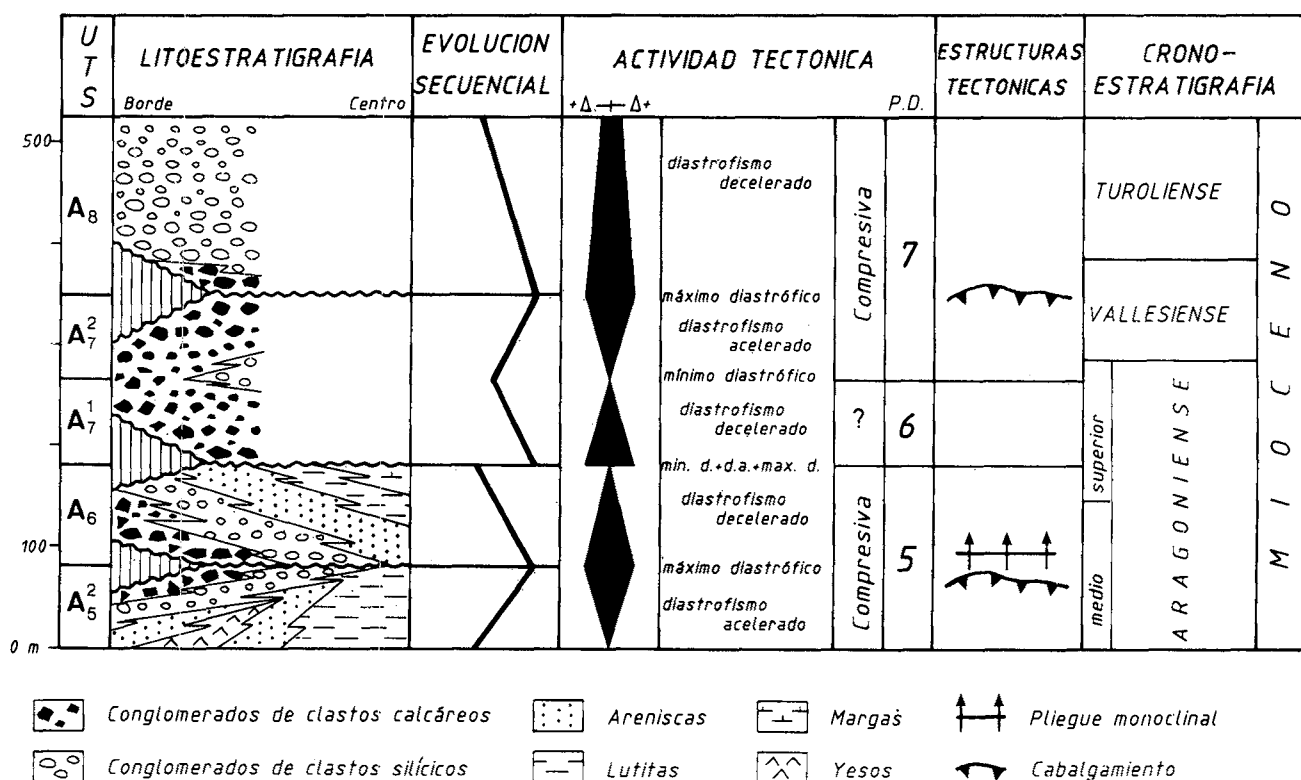


Figura 4.- Síntesis estratigráfica y actividad tectónica deducida de la evolución vertical de las Unidades Tectosedimentarias y de su relación con las estructuras tectónicas activas. P.D.: Periodo diastrofóico.

Figure 4.- General stratigraphic features and deduced tectonic activity. This tectonic activity was deduced from both, the vertical evolution of TSU, and their relationship to the active tectonic structures. P.D.: Diastrophic period.

Así, encontramos que la evolución granodecreciente exhibida por la UTS A₆ puede interpretarse en términos de retrogradación del sistema aluvial, a partir de la que se infiere una actividad diastrofóica decelerada tras el máximo localizado entre las UTS A₅ y A₆. La presencia de una discordancia sintectónica entre ambas unidades observable en los alrededores de Ledesma de La Cogolla y en la Sierra de Yerga (ver figura 5 cortes A-A' y D-D') apuntan hacia la existencia de un contexto de tectónica compresiva. Por otra parte, la discordancia de Ledesma aparece en relación con un pliegue monoclinial (flexura de Baños de Río Tobía), interpretado por Muñoz (1991) como la manifestación en cobertura de una lámina cabalgante del zócalo preterciario. Ello implica la actuación sinsedimentaria de dicha lámina al menos hasta la parte inferior de la unidad A₆. Además, esta unidad siempre aparece cabalgada por la Sierra de Cameros (Fig. 5), lo que implica una actuación del cabalgamiento sincrónica y/o posterior a la sedimentación de la misma.

La evolución cíclica granodecreciente-granocreciente que muestra la unidad A₇ puede interpretarse en términos de retrogradación-progradación del sistema

aluvial, a partir de la cual se infiere una actividad diastrofóica decelerada, desarrollada tras el máximo diastrofóico localizado en el límite entre las unidades A₆ y A₇, seguida de un periodo de actividad diastrofóica acelerada. Entre las UTS A₆ y A₇ ha tenido que desarrollarse necesariamente un periodo de actividad diastrofóica acelerada que no ha quedado reflejado en los sedimentos y que se puede considerar como instantáneo a la escala de tiempo geológico. La existencia de pequeños abanicos de capas en la base de la unidad A₇ en relación con una discordancia angular sobre la UTS A₆ (Barranco del Infierno, figura 5 corte A-A') ratifican la existencia de un diastrofismo acelerado entre ambas unidades. Por otra parte, el hecho de que la unidad A₇ aparezca cabalgada en toda su extensión (Fig. 5) por el frente N de la Sierra de Cameros implica la actuación del cabalgamiento sincrónica y/o posteriormente a la sedimentación de esta unidad.

La evolución granodecreciente de la UTS A₈ puede interpretarse en términos de retrogradación del sistema aluvial, a partir de la que se infiere un periodo de actividad diastrofóica decelerada tras el máximo alcanzado en el límite entre las unidades A₇ y A₈. Aunque la base

de esta última unidad aparece localmente cabalgada, fosiliza a escala regional el cabalgamiento del frente N de la Sierra de Cameros. Esta fosilización es observable en las sierras de Yerga, Cabi Monteros y Serradero (Figs. 1 y 5, cortes B-B' y D-D').

Pardo *et al.* (1989) definen de forma conceptual el periodo diastrófico como «el lapso de tiempo que

transcurre entre dos mínimos diastróficos relativos consecutivos; comprende una etapa inicial de actividad diastrófica creciente, un máximo diastrófico relativo y una etapa de actividad diastrófica decreciente». De acuerdo con esta definición el registro sedimentario de este sector de la Cuenca del Ebro, analizado en el trabajo de Muñoz (1991) donde se caracterizan ocho Unidades Tectosedimentarias, tiene lugar en el transcurso

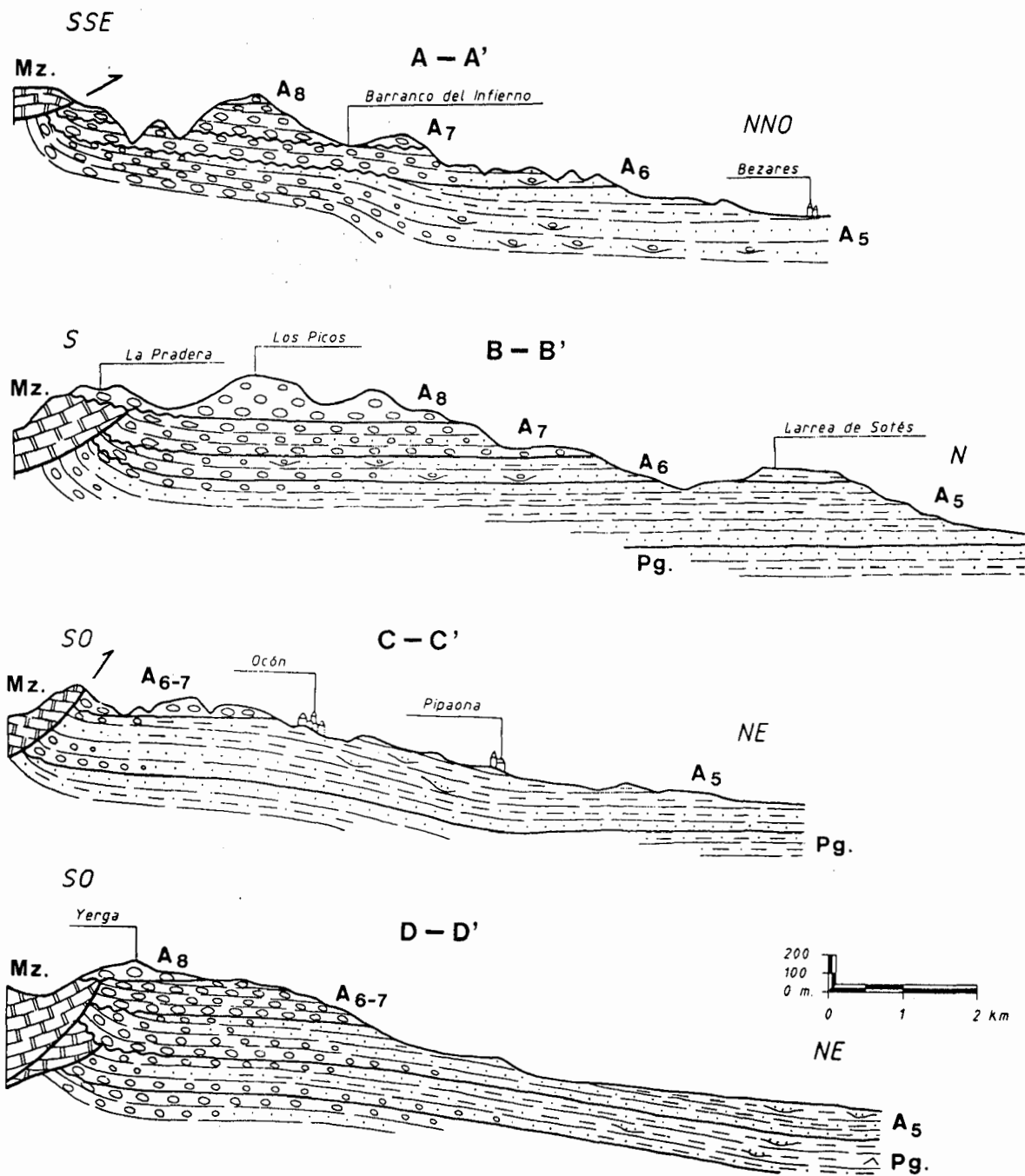


Figura 5.- Cortes geológicos más representativos del margen S de la Cuenca del Ebro (sector riojano). Mz.: Mesozoico. Pg.: Paleógeno.

Figure 5.- Geological cross-sections, which are more representative of the south margin of the Ebro Basin (La Rioja area). Mz.: Mesozoic. Pg.: Paleogene.

de siete periodos diastróficos, de los cuales sólo los tres últimos son objeto de estudio en este trabajo (Fig. 4). El interés de los periodos diastróficos reside en que son intervalos de tiempo geológico durante los cuales tienen lugar episodios específicos de deformación, con características particulares para cada uno de ellos como pueden ser los tipos y orientación de las estructuras generadas. Considerando los tres periodos diastróficos caracterizados a partir de los conglomerados miocenos marginales del sector riojano de la Cuenca del Ebro, en el segundo de ellos (PD 6 de Muñoz, 1991), no se han reconocido estructuras específicas, sin embargo las incluidas en el primero y tercero (PD 5 y 7 de Muñoz, *op. cit.*) permiten encajarlos dentro de un contexto tectónico de carácter compresivo. La fosilización del cabalgamiento del frente N de la Sierra de Cameros por la UTS A₈ (techo del PD 7) data el final de la compresión en el sector O de la Cuenca del Ebro, como mínimo, en el Vallesense, pudiendo haberse prolongado de forma decelerada hasta el final del periodo diastrófico 7 (Turolense).

EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA

En este apartado se muestra, en síntesis, la evolución paleogeográfica de este sector de la Cuenca del Ebro a lo largo del Mioceno, basándonos en la reconstrucción de la posición, orientación y naturaleza de las áreas fuente y de los dispositivos sedimentarios para cada UTS.

El área fuente de los sistemas aluviales es la Sierra de Cameros, integrada fundamentalmente por materiales de naturaleza silíceos (facies Purbeck-Weald); sin embargo se reconoce una estrecha franja en la zona de contacto con la Cuenca del Ebro (Fig. 1) constituida por rocas de naturaleza carbonatada (en su mayor parte materiales jurásicos). Esta distribución de áreas fuente, junto con la actividad diastrófica, han condicionado el tipo y la evolución de los dispositivos paleogeográficos. Tomando como punto de partida el interpretado para la franja marginal de la UTS elemental A₅² (Fig. 6), definida en el trabajo de Muñoz (1991), encontramos abanicos de alta eficacia de transporte caracterizados por presentar extensas áreas inactivas donde tuvo lugar una sedimentación lutítica. Estos abanicos drenaron fundamentalmente el área fuente silícea de la Sierra de Cameros, mientras que sólo se reconocen pequeños aparatos sedimentarios de baja eficacia de transporte drenando la franja marginal carbonatada del sector de Viguera.

Al iniciarse la unidad A₆ (Fig. 6), las áreas fuente ocupaban posiciones y presentaban orientaciones similares a las que actualmente exhibe la Sierra de

Cameros, ya que las facies conglomeráticas referibles a los sectores proximales de los abanicos se localizan a lo largo del actual frente N de la sierra. Esto implica un notable avance horizontal del cabalgamiento frontal de la sierra (Fig. 7) consecuente al máximo diastrófico localizado entre las UTS A₅ y A₆. Al igual que en la unidad A₅² la mayor parte de los abanicos drenan las áreas fuente silíceas; solamente en relación con los sectores del borde de la cuenca de orientación NE-SO se reconocen abanicos aluviales de baja eficacia de transporte procedentes de áreas fuente locales de naturaleza calcárea. Como ya se ha señalado en el apartado anterior, la actuación sin-sedimentaria de la flexura de Baños de Río Tobía se prolongaría, al menos, hasta la parte inferior de esta unidad.

Coincidiendo con el máximo diastrófico localizado entre las UTS A₆ y A₇, aparecen abanicos aluviales de escaso desarrollo longitudinal, con una importante incidencia de procesos gravitacionales, drenando áreas fuente de naturaleza calcárea (Fig. 6). Estos abanicos coexisten con otros mejor estructurados, caracterizados por presentar procesos fluviales, que colectan a los anteriores en zonas más distales del sistema deposicional. En esta unidad A₇ se acentúa el hecho, ya observado de forma incipiente en la unidad A₆, de que los abanicos que drenan las áreas fuente calcáreas se desarrollan preferentemente en los márgenes con orientación NE-SO. Esta peculiar distribución podría interpretarse en relación con la existencia de una componente hacia el NO, a lo largo de las unidades A₆ y A₇ en el movimiento del cabalgamiento de la Sierra de Cameros (Fig. 7), hecho ya señalado con anterioridad por Casas (1990). Esto implicaría, a su vez, la existencia de una tectónica compresiva a lo largo del periodo diastrófico 6. El desplazamiento, no obstante, es poco importante en la horizontal en los PD 6 y 7, jugando esencialmente las estructuras con una componente vertical.

La unidad A₈ fosiliza tanto el frente de cabalgamiento de la Sierra de Cameros como la franja marginal calcárea y está constituida, consecuentemente, por abanicos aluviales de clastos silíceos (Fig. 6). Correlativa a la etapa de actividad diastrófica decelerada en que tiene lugar la sedimentación de esta unidad, se asiste a una retrogradación de los abanicos, encontrándose actualmente los correspondientes conglomerados discordantes sobre los relieves más septentrionales de la Sierra de Cameros (Fig. 1).

Analizando la litoestratigrafía, esquemas paleogeográficos y movimientos del cabalgamiento de la Sierra de Cameros (Figs. 4, 6 y 7) se constata que los momentos de mayor aporte de clastos calcáreos a la cuenca coinciden con los máximos diastróficos localizados entre las UTS. Previo a estos máximos se

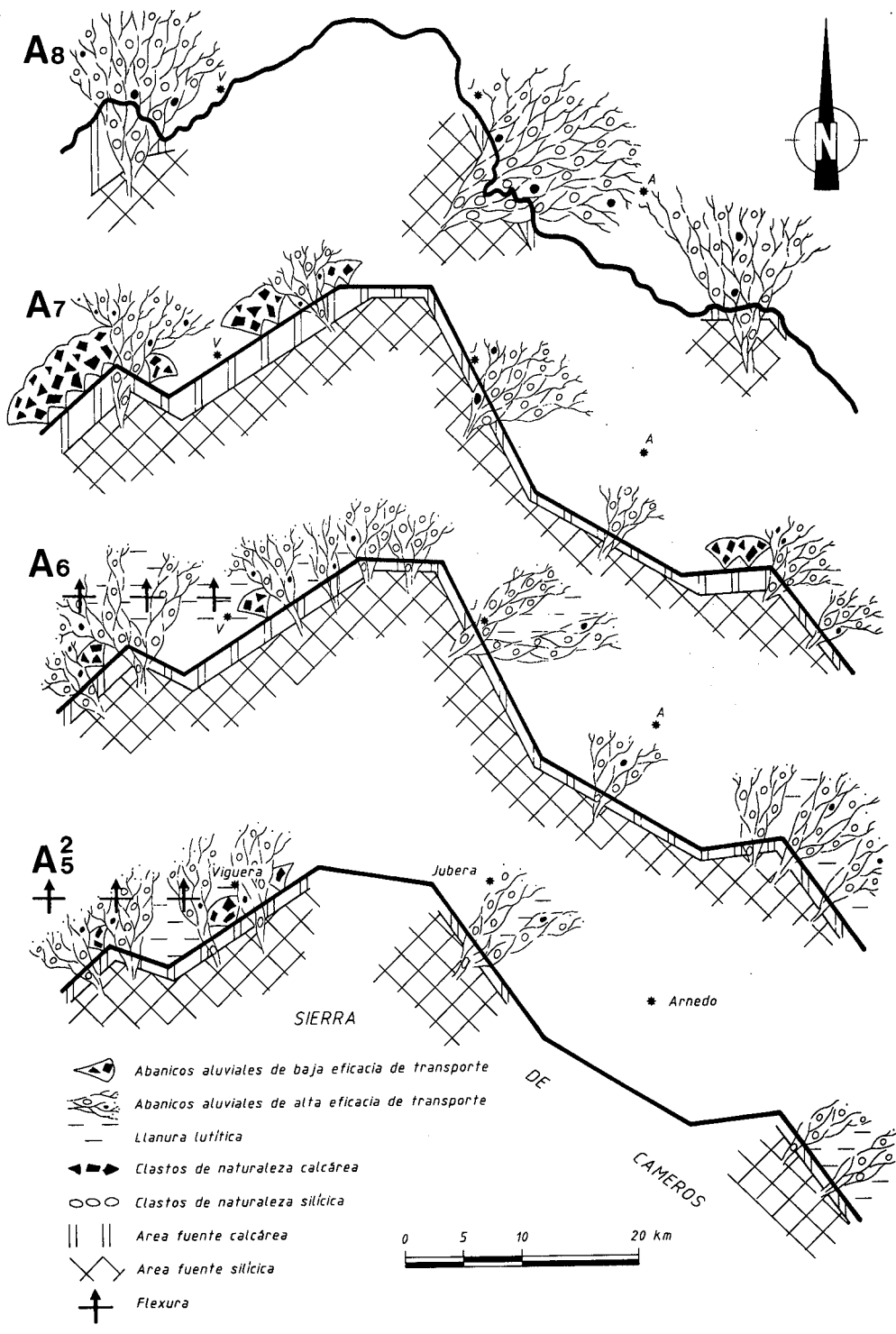


Figura 6.- Esquema paleogeográfico interpretado para las UTS A₅², A₆, A₇ y A₈.

Figure 6.- Interpretative paleogeographic maps for the TSU A₅², A₆, A₇ and A₈.

observa un aumento gradual y tras el máximo su desaparición de una forma más o menos rápida. Este hecho no resulta muy patente para el máximo diastrófico localizado entre las unidades A_5 y A_6 ; sin embargo, adquiere una mayor importancia en los límites A_6 - A_7 y A_7 - A_8 , especialmente en relación con orientaciones NE-SO del borde de la cuenca.

Todos estos hechos encuentran explicación en un modelo de relación entre naturaleza y posición de las áreas fuente de la Sierra de Cameros, actividad diastrófica que afecta a la misma y naturaleza del relleno sedimentario del sector adyacente de la Cuenca del Ebro. Este modelo se esquematiza en la figura 8 y sus etapas evolutivas son:

a) En los momentos de mayor calma tectónica, el relieve del margen montañoso no es importante. Conforme el relieve se degrada los abanicos sitúan sus ápices más al interior de la sierra, donde drenan fundamentalmente una extensa área fuente silíceas. Son abanicos de alta eficacia de transporte. La franja marginal jurásica de Cameros queda en gran parte fosilizada por estos aparatos.

b) Al iniciarse un periodo diastrófico (etapa de diastrófismo acelerado) se produce una elevación relativa de la sierra respecto a la cuenca. Los abanicos de alta eficacia de transporte desplazan sus ápices hacia la cuenca, mientras se encajan y progradan. La franja jurásica marginal actúa como área fuente calcárea inmediata a la cuenca y comienza a ser drenada por abanicos cada vez más abundantes y desarrollados a medida que aumenta el relieve. Estos abanicos coexisten con los que proceden de las extensas áreas fuente silíceas del interior de la sierra, pero su desa-

rollo longitudinal es escaso, dada la pequeña superficie drenada y el predominio de procesos gravitacionales, por lo que se indentan lateralmente y son colectados por los de alta eficacia de transporte.

c) En el momento correspondiente al máximo diastrófico, el gradiente topográfico es el más elevado, adquieren mayor desarrollo los abanicos que drenan las áreas fuente calcáreas a la vez que puede cerrarse la salida a la cuenca de alguno de los procedentes de áreas fuente silíceas, dándose la mayor abundancia relativa de clastos calcáreos frente a silíceos.

d) En las etapas de diastrófismo decelerado tiene lugar una degradación del relieve. La erosión remon tante amplía la cuenca de recepción de los abanicos que drenaban la franja jurásica hasta incluir extensiones progresivamente mayores de áreas fuente silíceas.

Sin embargo, en el máximo correspondiente al PD 5 (límite A_5 - A_6) apenas se identifican abanicos que drenen áreas fuente calcáreas; por otra parte es en este periodo diastrófico cuando se constata un desplazamiento horizontal apreciable de la Sierra de Cameros hacia el N, circunstancia que no concurre en los PD 6 y 7 en los que la sierra estaba situada aproximadamente en su posición actual. Una posible explicación a estos hechos puede ser que la generación de áreas fuente calcáreas sea mucho más factible a partir de movimientos con una importante componente vertical inversa, mientras que los movimientos de la sierra realizados fundamentalmente en sentido horizontal (cabalgamiento de plano tendido) no favorezcan la creación de las mismas, por no generar importantes diferencias de relieve.

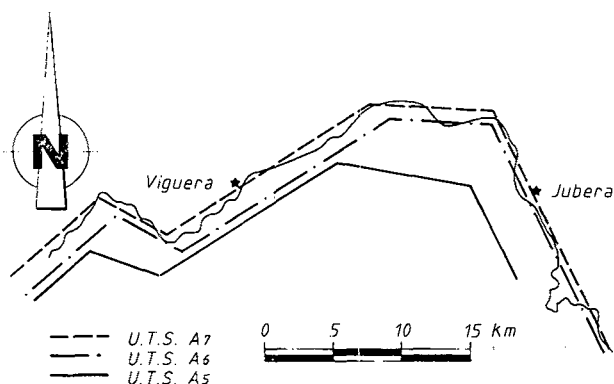


Figura 7.- Esquema interpretativo del movimiento del margen N de la Sierra de Cameros. La línea continua corresponde al límite actual de la sierra, fosilizado por la unidad A_8 .

Figure 7.- Interpretative diagram showing the translation of the Sierra de Cameros. Continuous line corresponds to the recent boundary of the chain, which is today fossilized by A_8 unit.

CONCLUSIONES

En los conglomerados masivos que constituyen las sierras de Yerga, Cabi Monteros y Serradero se han caracterizado tres Unidades Tectosedimentarias limitadas por rupturas que se manifiestan en el borde de la cuenca como discordancias. A partir de su correlación (basada en criterios de continuidad física y evolución secuencial) con las unidades definidas en sectores más orientales, atribuimos una edad Aragoniense medio-Aragoniense superior a la primera, Aragoniense superior-Vallesiense a la segunda y Vallesiense-Tuoliense a la tercera.

La evolución vertical de estas unidades y su relación con las estructuras tectónicas activas evidencian que la sedimentación de los conglomerados que integran estas sierras tuvo lugar en un contexto geodinámico de carácter compresivo. La datación de las UTS

permite afirmar que la compresión se prolongó, en este sector de la Cuenca del Ebro, hasta el Turolense.

Se constata la coexistencia de dos tipos de abanicos aluviales de procedencia meridional, unos que drenan, fundamentalmente, el área fuente silíceo constituida por las facies Purbeck-Weald de la Sierra de Cameros y presentan las características propias de los abanicos de alta eficacia de transporte y otros que drenan la franja marginal calcárea de la sierra y presentan características referibles a los abanicos de baja eficacia de transporte.

Se establece un modelo que relaciona las interacciones entre estos dos tipos de abanicos a lo largo del tiempo, con la actividad tectónica que afecta a las áreas fuente.

La evolución paleogeográfica interpretada a partir de la distribución de facies nos ha permitido reconstruir el movimiento del frente N de la Sierra de Cameros.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos las sugerencias de dos revisores anónimos que han contribuido a mejorar el manuscrito.

Trabajo realizado dentro del proyecto PB 89-0344 subvencionado por la DGICYT.

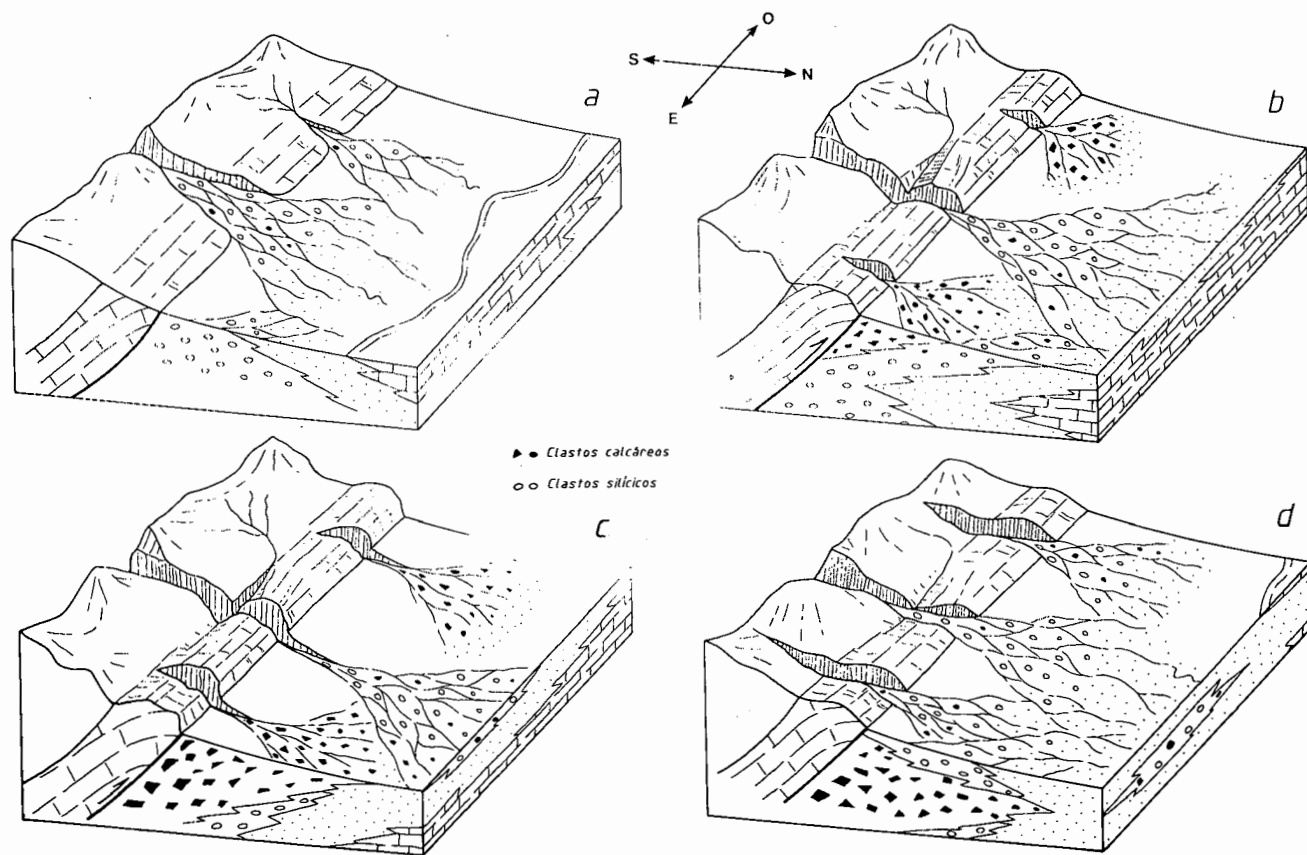


Figura 8.- Modelo de relación entre naturaleza y posición de las áreas fuente de la Sierra de Cameros, actividad diastrófica que afecta a la misma y naturaleza del relleno sedimentario de la franja marginal de la Cuenca del Ebro. Ver texto para la explicación de a, b, c y d.

Figure 8.- Model displaying the relationship between composition and location of sources areas in the Sierra de Cameros. Diastrophic activity affecting to the Sierra de Cameros as well as the composition of the sedimentary filling along the south margin of the Ebro Basin, is also shown. See text for explanation of a, b, c and d.

BIBLIOGRAFIA

- BRINKMANN, R., 1957: Terciario y Cuaternario antiguo de las Cadenas Celtibéricas Occidentales. *Estudios Geológicos* XIII, (34): 123-134.
- CASAS, A.M., 1990: *El frente Norte de las Sierras de Cameros: Estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 382 p.
- COLOMBO, F., 1989: Abanicos aluviales. In A. Arche, ed. *Sedimentología*, 1: 143-218. Colección Nuevas Tendencias nº 11. C.S.I.C.
- DAAMS, R. y VANDER MEULEN, A.J., 1984: Paleoenvironmental and paleoclimatic interpretation of micromammal faunal successions in the upper Oligocene and Miocene of North central Spain. *Paléobiologie continentale*, XIV (2): 241-257.
- GARRIDO-MEGIAS, A., 1982: Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. *Actas V Congreso Latinoamericano de Geología*: 385-402. Argentina.
- GONZALEZ, A.; PARDO, G. y VILLENNA, J., 1988: El análisis tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas. II Congreso Geológico de España. *Simposios*: 175-184. Granada.
- HEWARD, A.P., 1978: Alluvial fan sequence and megasequence models with examples from Westphalian D-Stephanian B coalfields, northern-Spain. In: Miall, A.D. ed., *Fluvial Sedimentology*. C.S.P.G., Memoir 5: 669-702.
- IGME, 1947: Mapa Geológico de España. Escala 1: 50.000 1ª serie. nº 243: *Calahorra*. Serv. Publ. Ministerio de Industria. Madrid.
- IGME, 1977: Mapa Geológico de España. Escala 1: 50.000 2ª serie. nº 243: *Calahorra*. Serv. Publ. Ministerio de Industria. Madrid.
- IGME, 1982: Mapa Geológico de España. Escala 1: 50.000. 2ª serie. nº 281: *Cervera del Río Alhama*. Serv. Publ. Ministerio de Industria. Madrid.
- MALLADA, L., 1911: Sistemas Plioceno, Diluvial y Aluvial. *Mem. Com. Map. Geol. Esp.*, VII: 208-212; 432-439.
- MEIN, P., 1975: Resultats du Groupe de Travail des vertèbrès. *Report on activity of the RCMNS Working Groups*: 77-81. Bratislava.
- MUÑOZ, A., 1991: *Análisis Tectosedimentario del Terciario del sector occidental de la Cuenca del Ebro (Comunidad de La Rioja)*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 496 p.
- MUÑOZ, A., PARDO, G. y VILLENNA, J., 1986-87: Análisis tectosedimentario del Terciario de la Depresión de Arnedo (Cuenca del Ebro, prov. de La Rioja). *Acta Geológica Hispánica*, 21-22: 427-435.
- ORTEGA, A. y PEREZ-LORENTE, F., 1984: El Terciario en la Depresión de Arnedo. *Berceo*, 2: 99-113.
- PARDO, G., VILLENNA, J. y GONZALEZ, A., 1989: Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas. *Rev. Soc. Geol. España*, 2(3-4): 199-219.
- PEREZ, A., 1989: *Estratigrafía y sedimentología del Terciario del borde meridional de la Depresión del Ebro (sector riojano-aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza. 474 pp.
- PEREZ, A., MUÑOZ, A. y SANCHEZ, J. A. ed., 1988: *Sistemas lacustres neógenos del margen ibérico de la Cuenca del Ebro*. Secretariado de Publicaciones. Universidad de Zaragoza. 104 pp.
- PEREZ-LORENTE, F., 1987: Geología del borde Norte del Sistema Ibérico entre los ríos Iregua y Najerilla. *La Rioja. Zúbia*, 5: 143-150.
- PEREZ-LORENTE, F., PAVIA, S. y PEREDA, C., 1989: Los conglomerados sueltos terciarios del borde Norte de la Sierra de Cameros. *Cuadernos I. Geográfica*, 15(1-2): 67-74.
- RIBA, O., 1955a: Sobre la edad de los conglomerados terciarios del borde Norte de las Sierras de La Demanda y de Cameros. *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de Esp.*, 39: 39-50.
- RIBA, O., 1955b: Sur le type de sédimentation du Tertiaire de la partie-ouest du Bassin de l'Ebre. *Geol. Rundschau*, 43: 363-371. Stuttgart.
- RIBA, O., 1964: Estructura sedimentaria del Terciario continental de la Depresión del Ebro en su parte Riojana y Navarra. *Aport. Esp. al Congr. Geogr. Int.*, 127-138. Reino Unido.
- SANCHEZ LOZANO, R., 1894: Descripción física geológica y Minera de la provincia de Logroño. *Mem. Com. Map. Geol. Esp.* 548 pags. 1 mapa Geol. a E. 1: 400.000. Madrid.
- SCHRIEL, W., 1930: Die Sierra de La Demanda und die «Montes Obarenes». *Abh. Ges. Wiss. Math.-Phys. Kl. N.F.*, 16(2). Göttingen.
- VILLENNA, J., PEREZ, A., PARDO, G. y GONZALEZ, A., 1987: Estudio sedimentológico del Terciario de las hojas de Daroca. *Documentación complementaria. Memoria mapa geológico 1:200000 Daroca*. IGME. 162 pp.