



Evolución tectonosedimentaria del NO del Macizo Ibérico durante el Carbonífero

Carboniferous tectonosedimentary evolution of NW Iberian massif

RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R.

El NO del Macizo Ibérico muestra una sección completa de la Cadena Varíscica Europea. En esta sección se diferencian una serie de zonas (Fig. 1), con peculiaridades tectonotérmicas y tectonosedimentarias, que de Este a Oeste son: Zona Cantábrica (ZC), Zona Asturoccidental-leonesa (ZAOL), Zona Centro-Ibérica (ZCI) y Zona de Galicia-Tras-os-Montes (ZGTM). Las características sedimentarias de las series paleozoicas así como la deformación, metamorfismo y magmatismo varían desde las zonas externas (ZC) hasta las más internas (ZCI y ZGTM). La ZC se caracteriza por la existencia de potentes series carboníferas y por la presencia de una estructura epidérmica de mantos y cabalgamientos con ausencia de esquistosidad y metamorfismo (Fig. 2).

La sedimentación precarbonífera se caracteriza por la presencia de una «cuña» sedimentaria depositada en una plataforma somera con el área emergida situada al E de donde proceden los sedimentos. La característica fundamental del Carbonífero inferior es la presencia de facies sedimentarias uniformes con una muy baja tasa de sedimentación. A partir de este momento y durante todo el Carbonífero superior la sedimentación es claramente sinorogénica con series potentes, notables variaciones de facies y potencias y presencia de discordancias sintectónicas (Fig. 4).

El modelo evolutivo tectonosedimentario de la ZC durante el Carbonífero es el de una «Cuenca de antepaís» (Fig. 6) en la que la sobrecarga litostática producida por la superposición tectónica de cada lámina alóctona, determina que se forme delante de ella una depresión por compensación isostática (surco de antepaís o «fore deep»), con marcado carácter subsidente, que se va amortiguando gradualmente hasta una zona poco afectada que constituye el antepaís («foreland»). Cada surco migra en el tiempo a medida que el manto avanza y se rellena, con sedimentos procedentes del traspáis elevado, ordenados en una o varias megasecuencias de somerización con geometría de cuña (cuña clásica o «clastic wedge») en las que los depocentro están sucesivamente más adelantados (Fig. 7). La presencia de relieves significativos da lugar al depósito de series potentes en cortos periodos de tiempo.

La forma arqueada de la ZC determina que las vergencias de las estructuras tanguenciales (mantos de despegue y pliegues relacionados) sean oblicuos, pudiendo llegar a ser ortogonales e incluso opuestas en el tiempo (Figs. 1 y 5); este hecho, determina la génesis de cuñas clásticas con direcciones de aporte y migración igualmente distintas que coexisten o se superponen en el tiempo. Este modelo de emplazamiento, determina la existencia de un área central (Unidad del Pisuerga-Carrión, UPC), donde las sucesivas «cuñas clásticas» están preservadas y donde el grado de complejidad estructural y estratigráfica es mayor. En este área es posible reconstruir la secuencia más completa de eventos tectonosedimentarios durante el Carbonífero en el NO del Macizo Ibérico.

Palabras clave: Tectónica, Análisis de Cuencas, Cadena Variscica, Macizo Ibérico, Carbonífero, Cuenca de Antepaís, Cuña clástica.

NW Iberian Massif shows a complete section of a Variscan Fold belt, and may be subdivided into four zones (Fig. 1) according to its tectonothermal and tectonosedimentary history: Cantabrian Zone (CZ), Westasturian-Leonese Zone (WALZ), Central Iberian Zone (CIZ) and Galicia-Tras-os-Montes Zone (GTMZ). Paleozoic sedimentary facies and Variscan deformation, metamorphism and magmatism change from the external zones (CZ) located in the east to the more internal zones of the belt (WALZ, CIZ, GTMZ).

The CZ is characterised by showing a thick carboniferous sequence and the predominance of thrust tectonic when deformation occurred under shallow crustal conditions (Fig. 2).

Precarboniferous sequence displays a wedge shape thinning towards the east, from the sediment were derived. The outstanding feature of a Lower Carboniferous is the low rate of sedimentation and the fairly uniform sedimentary facies. The main characteristics of Upper Carboniferous sequences is the presence of several unconformities and thick series, with remarkable facies and thickness lateral changes (Fig. 4). The successive carboniferous sedimentary basins were generated as a «foreland basin» model. The emplacement of each alloctonous unit originated a depression (fore deep) with highly subsident character at the front of the thrust sheet. The presence a significant relief give rise to the deposits of a very thick sequences in short times. The filling of topographic depression (fore deep) originated a synorogenic clastic wedge whose basis is usually unconformed. The centripetal character of a vergence in the CZ produced in the core of the Asturian arc a unit (Pisuerga-Carrion Unit, PCU) overthrust all around several alloctonous units (Fig. 5). This area shows a more complete sequence of Carboniferous tectonosedimentary events in NW Variscan Iberian belt.

Key words: Tectonic, Basin Análisis, Variscan Belt, Iberian Massif, Carboniferous, Foreland Basin, Clastic wedge.

INTRODUCCION

El NO del Macizo Ibérico constituye un sector de la Cadena Variscica europea en el que es posible observar una sección casi completa de la misma, desde las proximidades de la zona de sutura hasta las partes más externas. En esta transversal se diferencian una serie de cuñas litosféricas imbricadas de diversa magnitud, cuya expresión cartográfica delimita una serie de zonas y unidades menores con características estructurales, sedimentarias y metamórficas diferenciadas. Todas ellas se pueden agrupar en cuatro grandes «Zonas» con peculiaridades tecto-

notérmicas y tectonosedimentarias que permiten reconstruir parcialmente tanto la historia precolisión como la dinámica colisional y que son de Oeste a Este (Figs. 1 y 2): Zona de Galicia-Tras-os-Montes (ZGTM), Zona Centro Ibérica (ZCI), Zona Asturoccidental-leonesa (ZAOL) y Zona Cantábrica (ZC).

Una peculiaridad importante de este cinturón orogénico es su forma arqueada, con la concavidad abierta hacia las zonas más externas y que determina el que las vergencias de las estructuras lleguen a ser aparentemente opuestas en su extremo más oriental (ZC) (Fig. 1).

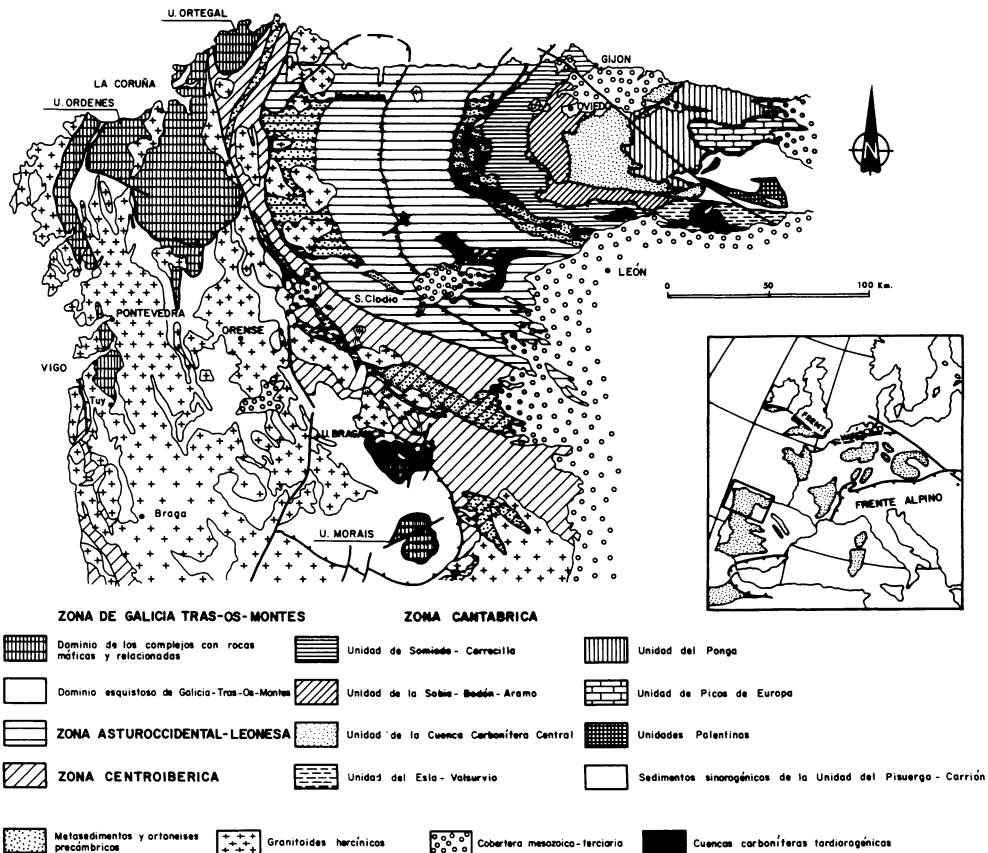


Fig. 1. Esquema estructural del NO del Macizo Ibérico, basado en ALONSO *et al.* (1987) y RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1988).

Structural sketch of the NW Iberian Massif, adapted from ALONSO *et al.* (1987) and RODRIGUEZ FERNANDEZ and HEREDIA (1988).

En este trabajo se intenta hacer una aproximación a la evolución tectonosedimentaria durante el Devónico sup. y, especialmente, durante el Carbonífero, períodos éstos en los que se produce la imbricación de gran parte de los elementos estructurales que configuran la arquitectura de la cadena orogénica y el depósito de las series sinorogénicas relacionadas. Si exceptuamos el pequeño afloramiento de materiales devónico-carboníferos de S. Clodio, situados en la ZCI y las «cuencas carboníferas» tardihercínicas de edad Estefaniense B-C situadas en la ZAOL (Fig. 1), la mayor parte de los depósitos carboníferos sinorogénicos se sitúan en la ZC, por lo que el objetivo de este trabajo se va a centrar en el análisis de las relaciones entre la evolución estructural y paleogeográfica de esta zona, extrayendo algunas conclusiones de valor general para todo el orógeno.

CARACTERISTICAS TECTONOSEDI-MENTARIAS Y ESTRUCTURALES DE LAS DIFERENTES «ZONAS» DEL NO DEL MACIZO IBERICO

Para poder realizar una aproximación a la evolución tectonosedimentaria durante la etapa de colisión, conviene, previamente, realizar un acercamiento a los ambientes geotectónicos precolisión en las diversas zonas en que se puede dividir tradicionalmente el sector NO del Macizo Ibérico.

La Zona de Galicia-Tras-os-Montes (ZGTM de FARIAS *et al.*, 1987, Fig. 1) está constituida por, al menos, siete láminas superpuestas de rocas con afinidades oceánicas, continentales o de arco de isla (ARENAS *et al.*, 1986), que representan la acreción y emplazamiento alóctono de una serie de elementos litosféricos exóticos al zócalo continental del resto del Macizo Ibérico y una lámina basal (Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes), caracterizada por la presencia de una potente serie sedimentaria, con presencia de un importante vulca-

nismo calcoalcalino asociado, que ha sido considerada como una probable cuenca de trasera de arco («back-arc basin»), situada sobre una corteza continental adelgazada (GALLASTEGUI *et al.*, 1987).

Las Zonas Centro-Ibérica (ZCI) y Astur-occidental-leonesa (ZAOL), representan áreas con una sedimentación de plataforma, en muchos casos somera, durante el Paleozoico inferior, en un margen continental pasivo en el que los aportes provienen casi constantemente del E o NE. Un hecho destacable es la presencia de un importante adelgazamiento cortical, producido por la existencia de un «rifting» intracratónico, activo desde el Cámbrico hasta el Silúrico, que determina la existencia de algunos «surcos» con grandes potencias sedimentarias y la presencia de un cierto vulcanismo bimodal.

La estructuración de la ZCI y ZAOL revela la existencia de una serie de láminas alóctonas, con deformación interna importante, que determina la aparición de pliegues acostados de gran entidad (Mondoñedo, Caurel, Figs. 2 y 3). Es también característico el desarrollo posterior de fallas normales de bajo ángulo que involucran a los sedimentos sinorogénicos más modernos como la «serie de S. Clodio» (Fig. 3).

La Zona Cantábrica (ZC), se caracteriza por la presencia de una «cuña sedimentaria» preorogénica de edad Cámbrico-Devónico (Fig. 4), depositada en una plataforma continental situada sobre un margen pasivo, en la que es característica igualmente la presencia de un «rifting» intracratónico, con vulcanismo bimodal asociado, durante el Cámbrico, Ordovícico y parte basal del Silúrico, que condiciona la distribución de ambientes paleogeográficos, facies y potencias sedimentarias. Durante el resto del Silúrico y parte del Devónico se produce una migración más o menos constante de la línea de costa desde las áreas emergidas situadas al E, hacia el O y SO, lo que determina la ausencia de sedimentos silúrico-devónicos en extensas áreas de la ZC. Este hecho es in-

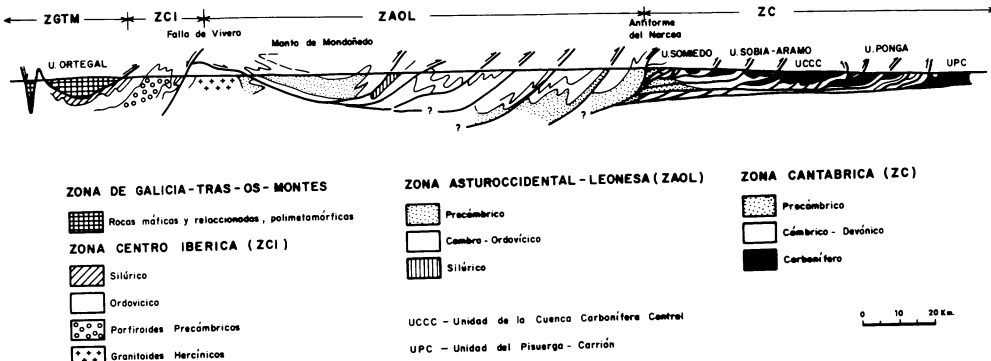


Fig. 2. Corte geológico del NO del Macizo Ibérico, basado en ALONSO *et al.* (1987) y PEREZ-ESTAUN *et al.* (1988).

Geological cross-section through NW Iberian Massif, adapted from ALONSO *et al.* (1987) and PEREZ-ESTAUN *et al.* (1988).

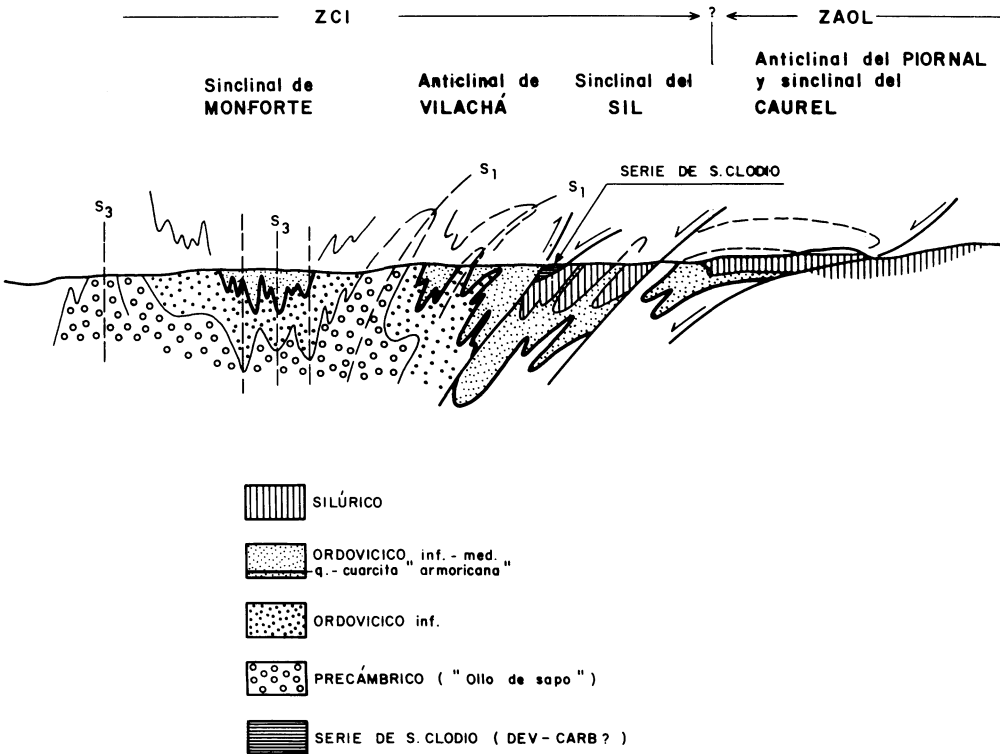


Fig. 3. Corte geológico de un sector de las Zonas Centro-Ibérica y Asturoccidental-Leonesa en las proximidades de S. Clodio (Lugo).

Geological cross-section through Central Iberian and Westasturian-Leonese Zones near S. Clodio (Lugo).

terrumpido por el solapamiento expansivo de los depósitos del Devónico superior que hace que los materiales de esta edad se lleguen a apoyar sobre el Cámbrico en las partes más orientales de la ZC. El origen de este episodio transgresivo, junto con la presencia de aportes de procedencia occidental a partir de este momento (FRANKENFELD, 1982; RODRIGUEZ FERNANDEZ *et al.*, 1985) parecen indicar la presencia de un importante engrosamiento cortical en las áreas más occidentales de la Cadena Varíscica (ZGTM, ZCI y ZAOL) y el consiguiente reajuste isostático del área ocupada por la ZC, que determina el hundimiento generalizado de toda la zona y la implantación de condiciones ambientales marinas durante el Carbonífero inferior. A partir de este momento, la sedimentación en la ZC es claramente sinorogénica con la presencia de series potentes con notables variaciones de facies y potencias y presencia de discordancias sintectónicas (Fig. 4).

EVOLUCION ESTRUCTURAL Y TECTO-NOSEDIMENTARIA SINOROGENICA DE LA ZC

Para poder analizar correctamente la evolución tectonosedimentaria de la ZC hemos de tener en cuenta no sólo la evolución paleogeográfica, deducida del análisis sedimentario, sino la evolución estructural que acerca dominios paleogeográficos inicialmente separados entre sí.

La estructura de la ZC

La estructura de la ZC se caracteriza por la presencia de mantos de despegue con una geometría más o menos compleja (Fig. 2) y pliegues relacionados, que en muchos casos los deforman. La deformación se realiza en condiciones epidérmicas, sin esquistosidad ni metamorfismo, no obstante, el acortamiento es muy importante llegándose a ci-

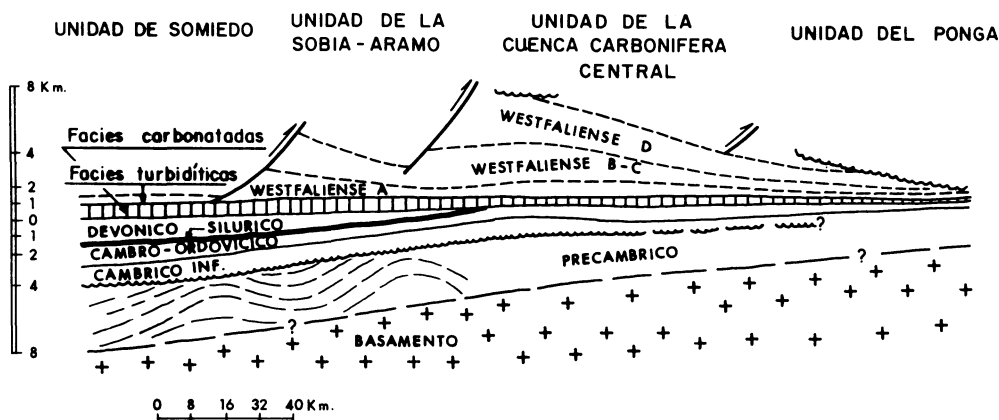


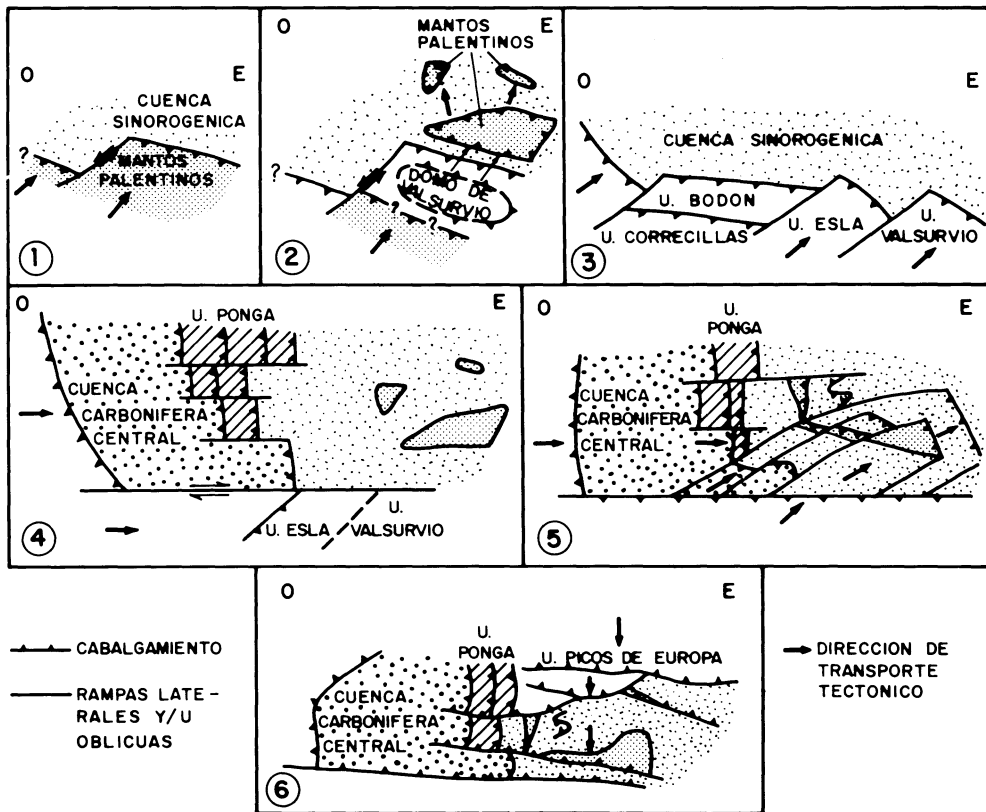
Fig. 4. Reconstrucción palinpástica de una sección E-W de la Zona Cantábrica según MARCOS y PULGAR (1982), modificada.

Palinpastically restored E-W section through the Cantabrian Zone, adapted from, MARCOS and PULGAR (1982).

frar hasta en un 70 % en algunos casos. El emplazamiento de los diferentes mantos se produce en una secuencia de «bloque superior» («forward»), de forma que el emplazamiento de cada manto produce el acoplamiento pasivo de la lámina suprayacente a la geometría de la infrayacente, más joven en edad.

La forma arqueada de la ZC y la propia evolución estructural de este área (PEREZ

ESTAUN, 1988; RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, 1988), hace que el emplazamiento de las diferentes unidades no se produzca en la misma dirección, llegándose a generar estructuras con dirección de transporte tectónico ortogonal e incluso opuesto a estructuras previas (Fig. 5). Ello determina que las láminas cabalgantes más antiguas estén plegadas, no sólo por las estructuras de revestimiento laterales y fronta-



- 1 NAMURIENSE
- 2-3 WESTFALIENSE A-B
- 4-5 WESTFALIENSE D ESTEFANIENSE A
- 2 ESTEFANIENSE B

Fig. 5. Modelo de evolución estructural de la parte oriental de la Zona Cantábrica, según RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1988).

Structural evolution model of Eastern part of Cantabrian Zone, after RODRIGUEZ FERNANDEZ and HEREDIA (1988).

les de las más modernas, sino que a través del tiempo estructuras laterales se reactivan como frontales y viceversa, de tal forma que en la rama Sur de la misma los mantos, al ser más antiguos, están más deformados que en la parte Norte, donde son más jóvenes en edad. Todo ello conlleva una enorme complejidad estructural en la ZC (y por lo tanto estratigráfica), ya que la sedimentación carbonífera es coetánea con los eventos estructurales.

Modelos de Evolución Tectonosedimentaria de la ZC

El análisis de la evolución paleogeográfica de la ZC durante el Carbonífero ha estado, históricamente, fuertemente influenciado por la complejidad estructural y estratigráfica, y por lo tanto cartográfica, anteriormente descritas, habiendo sido numerosos los modelos que han ligado la sedimentación carbonífera a la acción de grandes fallas, con movimientos de desgarre o verticales, que condicionaban la posición de las «áreas fuente» y la geometría de las diferentes «cuencas» a las que se consideraba desligadas entre sí (DE SITTER, 1962; BOSCHMA y STAALDUINEN, 1968; SAVAGE, 1979 y READING, 1980). El modelo más elaborado corresponde a HEWARD y READING (1980), que explican la distribución espacial de facies y potencias, el ordenamiento vertical de los procesos sedimentarios y la ubicación de las «cuencas» y áreas emergidas (que corresponderían prácticamente con los afloramientos actuales), por la acción de grandes fallas de localización incierta. Para estos autores la historia tectonosedimentaria de la ZC es explicada por la sucesión de fases «transtensivas», con movimientos verticales distensivos e iniciación de cuencas con subsidencia rápida y «transpresivas», con predominio de los movimientos de desgarre y coincidentes con los momentos de máxima actividad tectónica.

Con el conocimiento que actualmente se tiene sobre la evolución tectonosedimen-

taria de la ZC durante el Carbonífero (JULIVERT, 1978; MARCOS y PULGAR, 1982; SANCHEZ DE LA TORRE *et al.*, 1983; RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1983; EICHMÜLLER, 1986; COLMENERO *et al.*, 1988; FERNANDEZ *et al.*, 1988 y RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, 1988) parece más razonable considerar que el modelo evolutivo tectonosedimentario de la ZC durante el Carbonífero es el de una «Cuenca de antepaís» («Foreland basin», BEAUMONT, 1981, Fig. 6a), en el que la sobrecarga litostática producida por la superposición tectónica de cada lámina alóctona, determina que se forme delante de ella una depresión por compensación isostática (surco de antepaís o «fore deep») que se va amortiguando gradualmente hasta una zona no afectada que constituye el antepaís («foreland»), con un umbral intermedio («forebulge»). Cada surco migra en el tiempo a medida que el manto avanza y se rellena, con sedimentos procedentes del traspais elevado, ordenados en una o varias megasecuencias de somerización con geometría de cuña (cuña clástica, «clastic wedge» Fig. 6b) en las que los depocentros están sucesivamente más adelantados (Fig. 7a). La progresiva imbricación de unidades alóctonas en una secuencia de «bloque superior» («forward») provoca que los sucesivos surcos de antepaís sean, primeramente, transportados solidariamente por la lámina emplazada por delante (surco de antepaís alóctono, «piggy back basin» Fig. 7b) y, posteriormente «canibalizados, erosionándose total o parcialmente al incorporarse al traspais emergido, lo que provoca la sucesiva reducción del tamaño de la cuenca sinorogénica.

La forma arqueada de la ZC determina, como ya hemos visto, el que las vergencias de las estructuras tangenciales (mantos de despegue y pliegues relacionados), sean oblicuas, pudiendo llegar a ser ortogonales e incluso opuestas en el tiempo; este hecho, condiciona la génesis de cuñas clásticas con direcciones de aporte y migración igualmente distintas, que coexisten o se superpo-

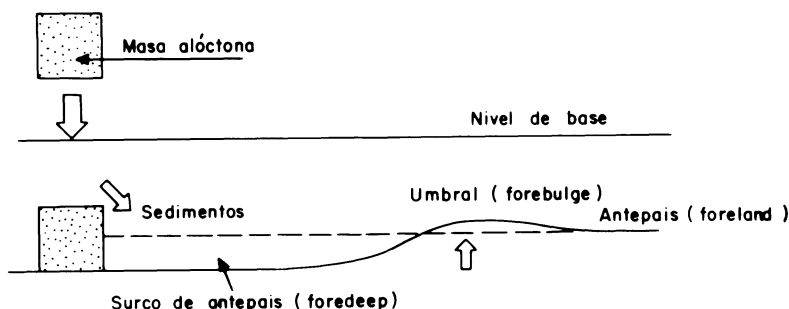


Fig. 6a. Esquema mostrando la génesis de una Cuenca de antepaís y sus elementos (BEAUMONT, 1981, simplificado) en el que el emplazamiento de una masa alóctona induce la génesis de un surco por deformación flexural del substrato y el relleno por sedimentos consecuente.

Elements of the flexural model in which the loads of the fold-thrust belt induce a foredeep that is subsequently filled with sediments to form a foreland basin (BEAUMONT, 1981).

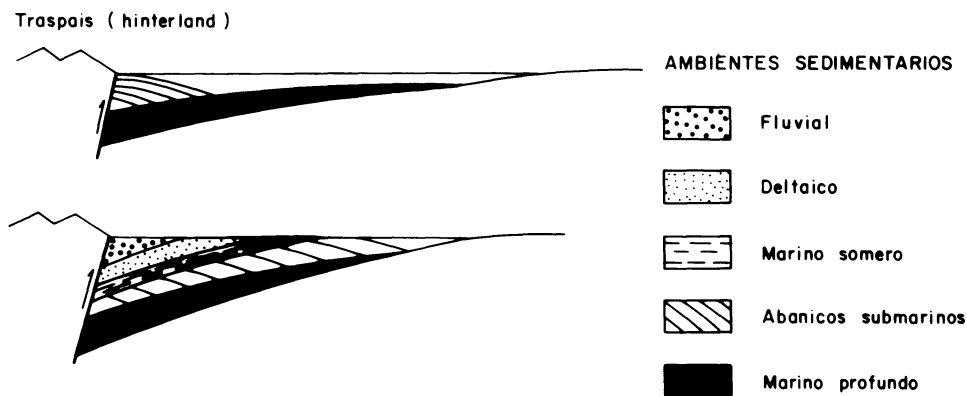


Fig. 6b. Evolución del relleno sedimentario en una Cuenca de antepaís (COVEY, 1986).
Evolution of foreland basin sedimentary fill (COVEY, 1986).

nen en el tiempo (RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, 1987, 1988). Este modelo de emplazamiento determina la existencia de un área central (Unidad del Pisuerga-Carrión, UPC), donde las sucesivas «cuñas clásicas» están preservadas y donde el grado de complejidad estratigráfica y estructural es mayor. En este área, caracterizada por la persistencia de las condiciones sinorogénicas desde el Namuriense hasta el Estefaniense y la abundancia de discordancias y sedimentos sinorogénicos preservados es posible reconstruir la secuencia completa de eventos tectosedimentarios durante el Carbonífero.

Historia Tectosedimentaria de la ZC como una Cuenca de antepaís carbonífera

Durante el Tournasiense, Visense y hasta el Namuriense A (E₁), la distribución de ambientes sedimentarios en la ZC (Fig. 8), revela la existencia de depósitos someros condensados, correspondientes a ambientes paleogeográficos característicos de cuencas restringidas, con altos submareales y taludes poco inclinados (EICHMÜLLER, 1986). Solamente en los depósitos correspondientes a los afloramientos de la UPC aparecen sedimentos depositados en taludes (facies «tipo

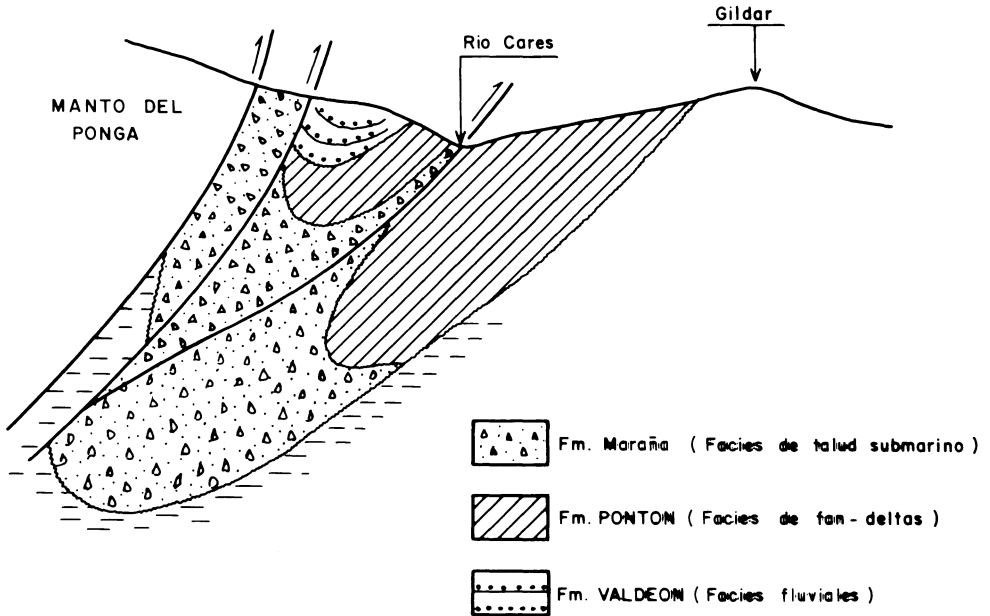


Fig. 7a. Corte geológico de la «cuña clásica», relacionada con el emplazamiento de la Unidad del Ponga (RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, 1988).

Geological cross-section through clastic wedge related with Ponga unit (RODRIGUEZ FERNANDEZ and HEREDIA, 1988).

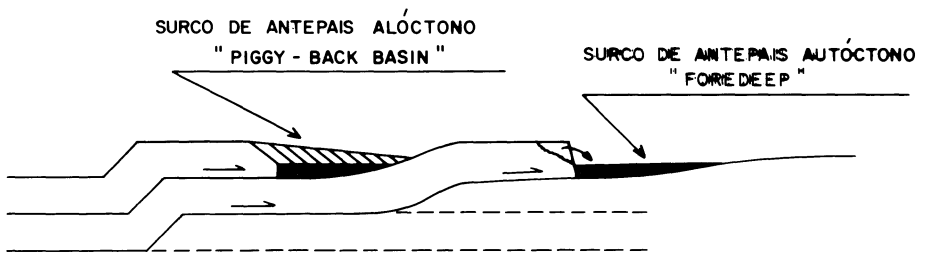


Fig. 7b. Representación esquemática de la génesis de un surco de antepaís alóctono.
Schematic representation of the origin of a piggy-back basin.

Cardaño» de EICHMÜLLER, 1986) o bioconstruidos (calizas del Espigüet, de RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1983). Si, de acuerdo con RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA (1988) situamos estos depósitos en su ubicación paleogeográfica original correcta, es decir al S de las Unidades del Esla y Valsurvio (Fig. 1), en un área ocupada ac-

tualmente por los depósitos terciarios de la Cuenca del Duero, pero correspondiente con probabilidad a la prolongación suroriental del Antiforme del Narcea, el modelo tectonosedimentario del Carbonífero inferior en la ZC y ZAOL debe corresponder al de un antepaís, con sedimentación restringida, ocupando toda la ZC, al que no llega-

VISEENSE - NAMURIENSE A (E₁)

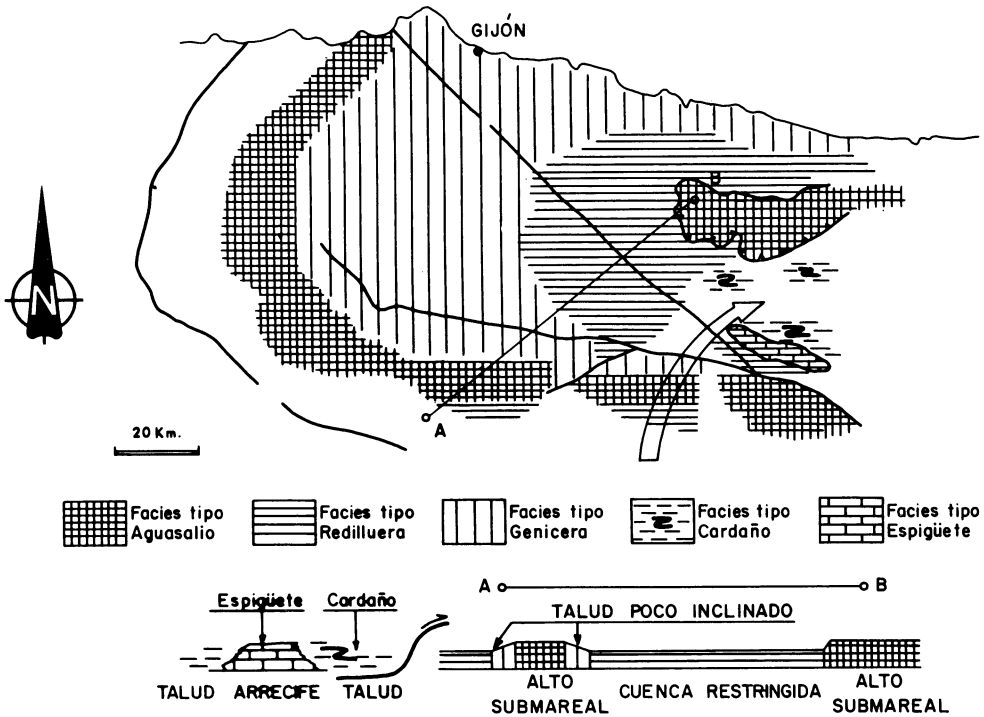


Fig. 8. Distribución de tipos de facies sedimentarias durante el Viséense-Namuriense A. inf. en la Zona Cantábrica, basado en EICHMÜLLER (1986), modificado.

Palaeogeographical picture of sedimentary facies in Cantabrian Zone at Viséan-lower Namurian A times, adapted from EICHMÜLLER (1986).

rían los aportes del traspáis elevado, con un umbral («fore bulge»), orlándose por el O y S, en el que se desarrollarían depósitos recifales (calizas de Espigüete) y brechas de talud recifal («facies Cardaño»). El «surco de antepáis» se situaría en la ZAOL, rellenándose con los depósitos erosionados del traspáis elevado, originado por el engrosamiento cortical de áreas más occidentales (ZCI, ZGTM?), de los que la serie de S. Clodio sería el único vestigio actual. La «cuña clástica», correspondiente a este «surco de antepáis» habría desaparecido posteriormente, como es habitual en la evolución de este tipo de cuencas, al ser «canibalizada» durante la imbricación posterior de la ZAOL, incor-

porándose sus sedimentos erosionados al relleno de los sucesivos «surcos de antepáis» situados ya en la ZC, en tiempos posteriores. La «Serie de S. Clodio» se habría preservado al quedar «atrapada» por una falla lítrica normal tardía, coetánea con la fase de relajación que sigue a todo proceso de engrosamiento cortical, ubicándose actualmente en una posición estructural más occidental de la originaria, ya que está situada de forma alóctona sobre materiales de la ZCI (Fig. 3).

A partir del Namuriense A (E₂) y hasta el Namuriense C, aparecen en la ZC los primeros síntomas del desarrollo de un «surco de antepáis», en el área más próxima a los afloramientos precámbricos del Antiforme

del Narcea, con el consiguiente depósito coetáneo de series turbidíticas terrígenas y carbonatadas, cuyos vestigios están preservados en algunos sinclinales (Alba, Vega de los Viejos...) de la Unidad de Somiedo-Correcillas (Figs. 1 y 9). En la unidad de la Sobía-Aramo-Bodón y en el resto de la de Somiedo-Correcillas se produce el depósito de calizas «alodápicas» correspondientes a turbiditas distales (EICHMÜLLER, 1986). En el resto de la ZC, la sedimentación corresponde a la de una plataforma carbonatada, a veces restringida, o a depósitos silici-clásticos de un área de antepaís situada sobre un margen pasivo (Fig. 9).

A partir del Westfaliense se produce la compartimentación de la cuenca sedimentaria de la ZC. Los depósitos del Westfaliense A de la Unidad de La Sobía-Aramo-Bo-

dón (Figs. 1 y 10), corresponden al relleno terrígeno final de un surco de antepaís transportado («piggy-back basin») con sedimentación en condiciones subaéreas. El resto de la cuenca sedimentaria se rellena con otras «cuñas clásticas» distintas correspondientes a dos «surcos de antepaís» diferenciados (Fig. 10). Los depósitos westfalienses de la Cuenca Carbonífera Central y del Manto del Ponga constituyen la «cuña clástica» de relleno del surco de antepaís situado por delante del sistema de cabalgamientos de la Unidad del Sobía-Aramo-Bodón. Los depósitos de esta edad en la UPC, constituyen otra «cuña clástica» que rellena el «surco de antepaís» ligado al emplazamiento alóctono de unidades más meridionales (Esla, Valsurvio, Fig. 1). Los depósitos carbonatados de la Unidad de Picos de Europa,

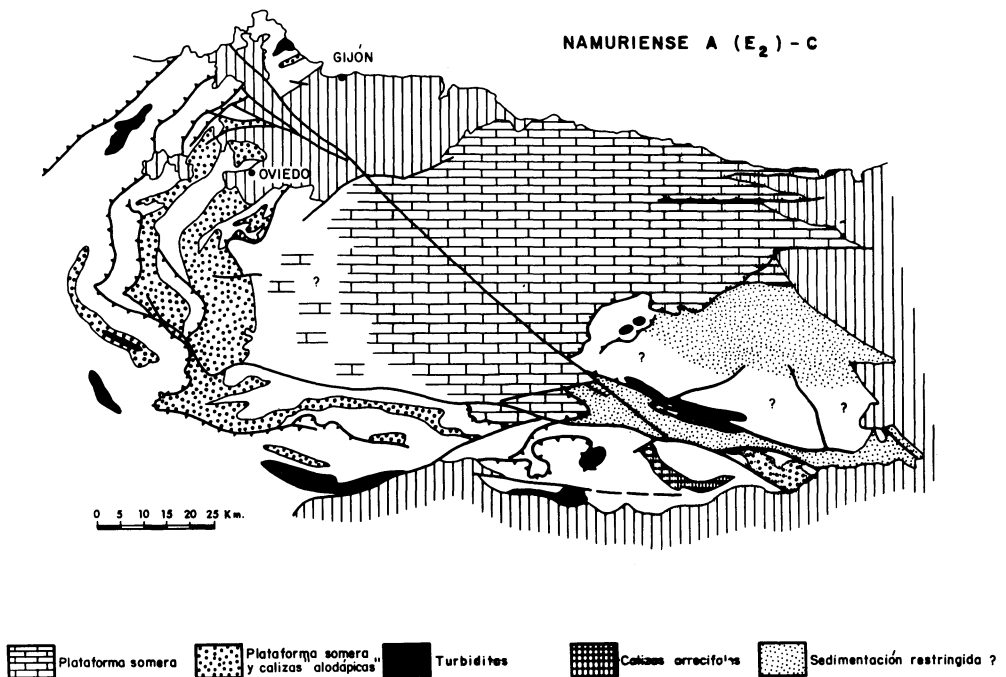


Fig. 9. Distribución de ambientes sedimentarios durante el namuriense en la Zona Cantábrica, basado en JULIVERT (1971), RODRIGUEZ FERNANDEZ (1983) y EICHMÜLLER (1988).

Sedimentary environments in Cantabrian Zone at Namurian times, adapted from JULIVERT (1971), RODRIGUEZ FERNANDEZ (1983) and EICHMÜLLER (1986).

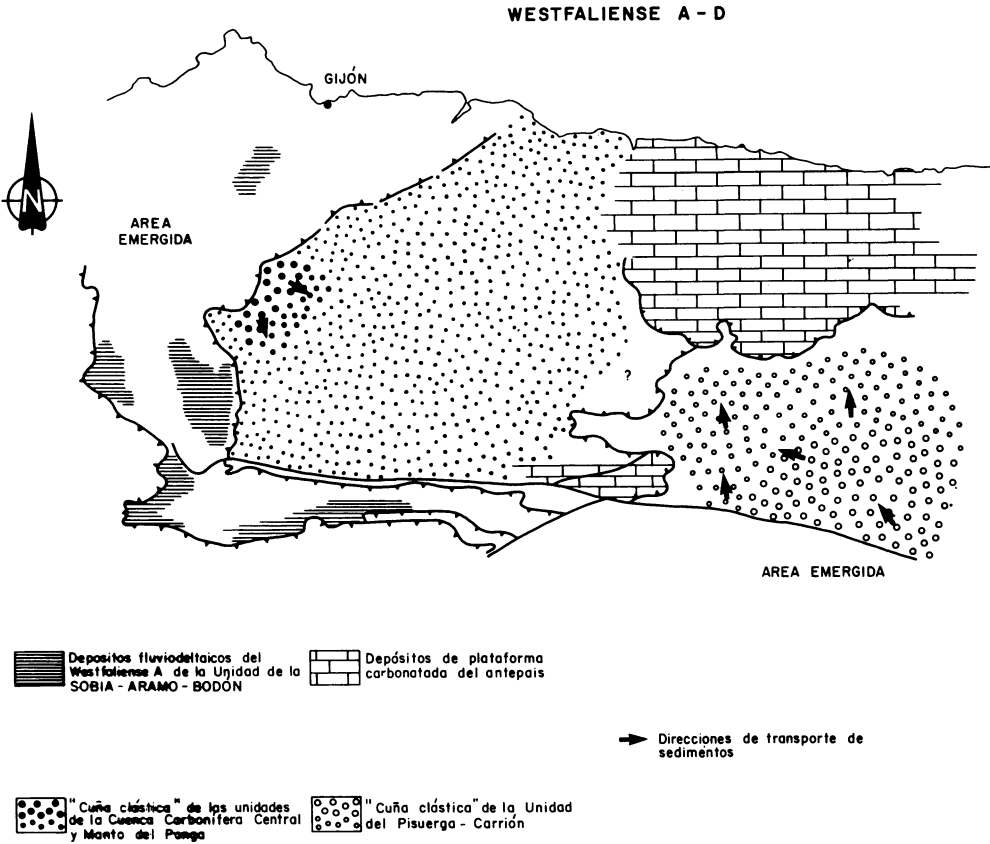


Fig. 10. Esquema paleogeográfico simplificado de la Zona Cantábrica durante el Westfaliense.
Simplified palaeogeographical sketch of the Cantabrian Zone during Westfalian time.

corresponden a la sedimentación del antepaís situado sobre el margen pasivo ya considerablemente reducido en su tamaño.

Durante el Westfaliense D sup., Cantabriense y Estefaniense, la compartimentación de la cuenca sedimentaria es aún mayor, estando los surcos sinorogénicos situados en la parte frontal de los mantos. Como se puede ver en la fig. n.º 11 el tamaño de los surcos es bastante más pequeño, lo que parece indicar la existencia ya de una corteza considerablemente engrosada; este hecho es especialmente notorio durante el Estefaniense B, ya que la presencia de un surco de antepaís ocupando la parte frontal de la

Unidad de Picos de Europa es contemporánea con la génesis de cuencas intramontañas rellenas por «cuñas clásticas» de origen inequívocamente continental en la parte S de la ZC (Fig. 1, cuencas carboníferas tardiorogénicas). El origen de estas «cuencas» estaría ligado a la acción de fallas verticales (León, Sabero-Gordón...), afectando a una corteza engrosada, por la imbricación anterior de las sucesivas generaciones de eventos estructurales y contemporánea con el emplazamiento alóctono de la Unidad de Picos de Europa.

La evolución final de la ZC, durante el Estefaniense C y quizás el Pérmico, no co-

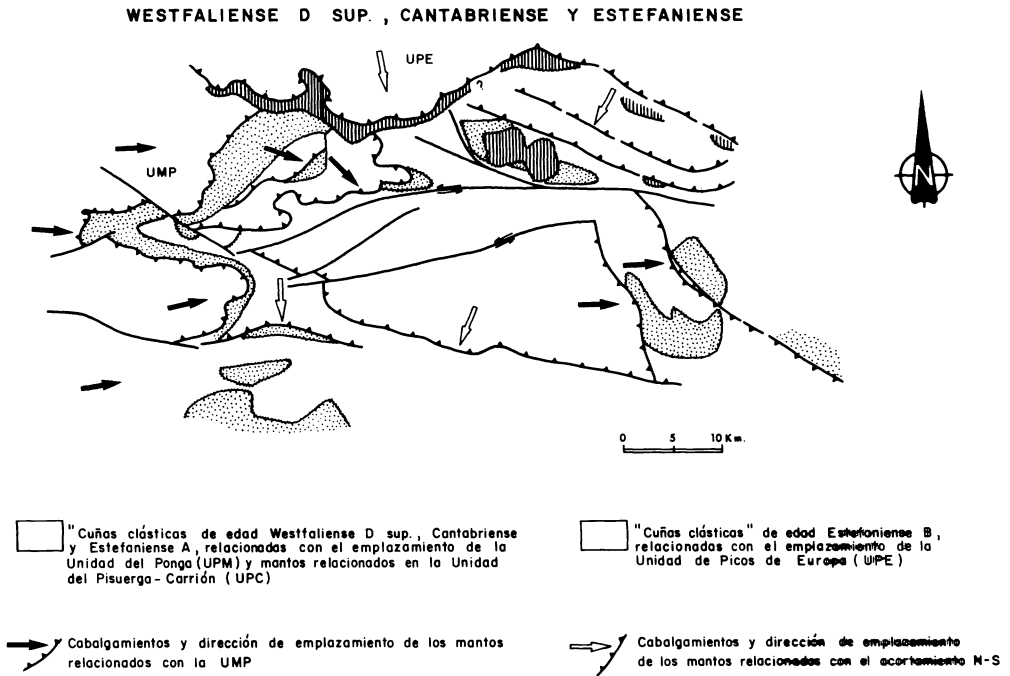


Fig. 11. Cuñas clásticas del Westfaliense D Sup. Cantabriense y Estefaniense en la Unidad del Pisuerga-Carrión.

Clastic wedges of Upper Westphalian D, Cantabrian and Stephanian age in Pisuerga-Carrión Unit.

rresponde ya a la evolución de una Cuenca de antepaís. Efectivamente, el engrosamiento cortical producido impide ya el desarrollo de una tectónica epidérmica («thin skinned») y la deformación progresa mediante la acción de fallas verticales que involucran ya al basamento de la ZC (como lo evidencia la existencia de un magmatismo tardío de origen mantélico, GALLASTEGUI *et al.*, 1990). Los sedimentos contemporáneos son exclusivamente depósitos aluviales originados en cuencas intramontañas en la ZC y ZAOL.

CONCLUSIONES

La evolución tectonosedimentaria del sector NO del Macizo Ibérico se puede dividir en dos grandes fases, si exceptuamos en

este análisis la historia correspondiente a los elementos litosféricos «exóticos» situados en la Zona de Galicia-Tras-os-Montes (Unidades de Cabo Ortegal, Ordenes, Morais y Bragança, Fig. 1).

Un primer período que abarca el Paleozoico inferior, al que podríamos llamar «preorogénico», caracterizado por la presencia de una sedimentación de plataforma, en muchos casos somera, situada en un margen continental pasivo en el que los aportes provienen casi constantemente E y NE. Es destacable en la mayor parte de este período la existencia de procesos de adelgazamiento cortical producidos por mecanismos de «rifting» intracratónico, que determina la existencia de surcos en los que se acumulan grandes potencias de sedimentos.

El período más característicamente «orogénico», con el desarrollo de un engrosa-

miento cortical importante y la implantación de condiciones de sedimentación sinorogénicas, es el Carbonífero en la Zona Cantábrica, si bien, estos fenómenos comenzaron su desarrollo durante el Devónico en las zonas más occidentales del orógeno (ZGTM, ZCI y ZAOL).

El hecho de que la deformación se propague progresivamente desde el Oeste al Este, con la imbricación sucesiva de elementos cada vez más «externos» del orógeno en una secuencia de propagación «forward», hace que coexistan en el tiempo el desarrollo de «fases de deformación» tangenciales, en áreas más orientales, con episodios deformativos de carácter vertical en áreas más occidentales, al acoplarse pasivamente las láminas litosféricas suprayacentes a la geometría de las infrayacentes cuando éstas se están emplazando.

La evolución tectonosedimentaria de la Zona Cantábrica y Zona Asturoccidental-Leonesa constituye un modelo evolutivo de «Cuenca de antepaís» ligada a una cadena orogénica arqueada, en la que las vergencias de las estructuras tangenciales (mantos de despegue y pliegues relacionados) son oblicuas, pudiendo llegar a ser ortogonales e incluso opuestas en el tiempo. Este hecho condiciona la génesis de «cuñas clásicas» que rellenan los «surcos de antepaís» generados, con direcciones de aporte y migración

distintas, que coexisten o se superponen en el tiempo; asimismo, determina la existencia de un área central (Unidad del Pisuega-Carrión) en la que el grado de complejidad sedimentaria y estructural es mayor, pero en el que la persistencia de las condiciones sinorogénicas desde el Namuriense al Estefaniense y la existencia de un registro sedimentario completo preservado, hace posible reconstruir la secuencia más completa de eventos tectonosedimentarios durante el Carbonífero.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo constituye un resumen de la conferencia impartida con el mismo título en la pasada XII Reunión de Xeología e Minería del NO. Muchas de las ideas aquí expuestas son fruto de las discusiones mantenidas con mis colegas P. BARBA, L. P. FERNANDEZ, N. HEREDIA y A. SUAREZ del Área de Geología del ITGE.

Este trabajo se ha beneficiado de la financiación del ITGE para la realización del Programa MAGNA en el NO Peninsular y parcialmente del Proyecto GE089-0372-CO2-02 del Programa Nacional de Recursos Geológicos (subprograma de Geología del subsuelo) de la C.I.C.Y.T.

BIBLIOGRAFIA

- ALONSO, J. L., ARBOLEYA, M. L., ARENAS, R., BASTIDA, F., DIAZ, F., FARIAS, P., JULIVERT, M., MARTINEZ, J., MARTINEZ CATALAN, J. R., PEREZ-ESTAUN, A. (1987). International Conference on Deformation and Plate Tectonics, Oviedo, Spain, 1987; field excursion book «Foreland VS. Hinterland structures in the Hercynian Orogenic Belt of Northern Spain», 1-98.
- ARENAS, R., GIL IBARGUCHI, J., GONZALEZ LODEIRO, F., KLEIN, E., MARTINEZ CATALAN, J. R., ORTEGA GIRONES, E., PABLO MACIA, J. G., PEINADO, M. (1986). Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica II*, 2: 87-110.
- BEAUMONT, C. (1981). Foreland basins. *Geoph. Jour. R. Astron. Soc.*, 65: 291-329.
- BOSCHMA, D. y VAN STAALDUINEN, C. J. (1968). «Mappable units of the Carboniferous in the Southern Cantabrian Mountains». *Leidsche Geol. Meded.*, 43, 221-232.
- COLMENERO, J. R., AGUEDA, J. A., FERNANDEZ, N., HEREDIA, N., SUAREZ, A. (1987). Evolución tectonosedimentaria del NO Peninsular. *Geología*, 5, 1-12.

- DEZ, L. P., SALVADOR, C. I., BAHAMONDE, J. R. y BARBA, P. (1988). Fan-delta systems related to the Carboniferous evolution of the Cantabrian zone, NW Spain. In: *Fan-Delta Sedimentology and tectonic setting*. W. NEMEC y R. J. STEEL (eds.). *Blackie & Son, Glasgow*. 267-285.
- COVEY, M. (1986). The evolution of foreland basins to steady state: evidence from the western Taiwan foreland basin. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.* 8, 77-90.
- EICHMÜLLER, K. (1986). Some upper Carboniferous (Namurian; Westphalian) lithostratigraphic units in northern Spain. Results and implications for an environmental interpretation. *Bol. Geol. Min., XCVII-V*, 590-607.
- FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZALEZ LO-DEIRO, F., MARQUINEZ, J., MARTIN PARRA, L. M., MARTINEZ CATALAN, J. R., PABLO MACIA, J. G. de, RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litostratigrafía y estructura de Galicia Central. *An. Fac. Cienc. Porto*. 411-431.
- FERNANDEZ, L. P., AGUEDA, J. A., COLMENERO, J. R., SALVADOR, C. I. y BARRA, P. (1988). A coal-bearing fan-delta complex in the Westphalian D of the Central Coal Basin, Cantabrian Mountains, northwestern Spain: implications for the recognition of humidtype fan deltas. In: *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*. W. NEMEC y R. J. STEEL (eds.). *Blackie & Son, Glasgow*, 287-302.
- FRANKENFELD, H. (1982). Das Ende des devonischen Riff-Fazies im nordspanischen variszikum. *N. Jahrb. Geol. Abb.*, 39, 1-91.
- GALLASTEGUI, G., MARTIN PARRA, L. M., FARIAS, P., PABLO MACIA, J. G. de, RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (1987). Las metavulcanitas del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes: petrografía, geoquímica y ambiente geotectónico (Galicia, NO de España). *Cuad. Lab. Xeolóxico de Laxe*, vol. 12, 127-139.
- GALLASTEGUI, G., HEREDIA, N., RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. y CUESTA, A. El «stock» de Peña Prieta en el contexto del magmatismo de la Unidad de Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, N. de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15, 203-217.
- HEWARD, A. P. y READING, H. G. (1980). «Deposits associated with a Hercynian to late Hercynian continental strike-slip, Cantabrian Mountains, Northern Spain. *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.* 4, 105-125.
- JULIVERT, M. (1978). Hercynian orogeny and Carboniferous palaeogeography in northwestern Spain: A model of deformation-sedimentation relationships. *Z. Dtsch. geol. Ges.*, 129, 562-592.
- MARCOS, A., y PULGAR, J. A. (1982). An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian Foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163 (2). 256-260.
- PEREZ-ESTAUN, A., BASTIDA, F., ALONSO, J. L., MARQUINEZ, J., ALLER, J., ALVAREZ-MARRON, J., MARCOS, A. y PULGAR, J. A. (1988). A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc.). *Tectonics*. 7 (3), 517-537.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (1983). Evolución estructural de la Zona Cantábrica durante el Carbonífero. In: *Carbonífero y Pérmico de España, IGME*, 151-162.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R., GARCIA-ALCALDE, J. L. y MENENDEZ ALVAREZ, J. R. (1985a). Las series del Devónico superior-Carbonífero inferior y la evolución estructural del sinclinal de Alba (León, NO de España). *C. R. X. Int. Congr. Strat. Geol. Carb.*, Madrid, 1. 133-144.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R., HEREDIA, N. (1987). La estratigrafía del Carbonífero y la estructura de la Región del Pisuerga-Carrión. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe* 12. 207-229.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. y HEREDIA, N. (1988). Evolución tectonosedimentaria de una cuenca de antepaís ligada a una cadena arqueada: el ejemplo de la Unidad del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, NO de España). Congreso Geológico de España. «Simposio sobre Cinturones Orogénicos». Vol. «simposios». 65-74.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. y HEREDIA, N. (1990). Palentian zone structure, in «Premesozoic Geology of Iberia» (MARTINEZ, E. and DALLMEYER, D. Eds.) SPRINGER VERLAG sp. Pub. IPGC n.º 233. 69-71.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L., AGUEDA VILLAR, J. A., COLMENERO NAVARRO, J. R., GARCIA-RAMOS, J. C. y GONZALEZ LASTRA, J. (1983). Evolución sedimentaria y paleogeográfica del Carbonífero en la Zona Cantábrica. In: *Carbonífero y Pérmico de España. IGME*, 133-150.
- SAVAGE, J. F. (1979). «The hercynian Orogeny in the Cantabrian Mountains, N. Spain». *Kristallinikum*, 14, 91-108.
- SITTER, L. U. de (1962). «The Hercynian Orogen in Northern Spain». In «Some aspects of the Variscan Fold Belts». *Manchester Univ. Press*. 1-18.

Recibido, 12-2-91
Aceptado, 17-6-91