

ESQUEMA DE DISTRIBUCION DE AMBIENTES Y FACIES SEDIMENTARIAS EN EL CARBONIFERO INFERIOR DE LA CORDILLERA CANTABRICA

L. SANCHEZ DE LA TORRE y J. GONZALEZ LASTRA

TRABAJOS DE
GEOLOGIA



Sánchez de la Torre, L. y González Lastra, J. (1978).—Esquema de distribución de ambientes y facies sedimentarias en el Carbonífero inferior de la Cordillera Cantábrica. *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, 10, 000-000.

Al iniciarse el Carbonífero, hay una disminución en la intensidad de sedimentación con importantes interrupciones, siguiéndose todavía el modelo deposicional de la plataforma Devónica. La Caliza de Montaña representa una plataforma carbonatada con borde externo de barreras que limitan una zona central restringida, con episodios evaporíticos. En la zona más externa, al Oeste, se depositan turbiditas. Durante su deposición, se invierte la posición de la plataforma, apareciendo al Oeste un área madre generada por levantamiento tectónico, de donde proceden los sedimentos terrígenos (lagoons, estuarios, deltas) que progradan sobre la Caliza de Montaña. En el borde externo oriental, se depositan nuevas turbiditas.

During Lower Carboniferous times there are a general decreasing intensity in sedimentation following the Devonian depositional model. The «Caliza de Montaña» was sedimented in a platform with a restricted central area (evaporitic facies) limited by outer bars. In the occidental external zone, there are turbiditic deposits. The platform orientation is reversed during the «Caliza de Montaña» deposition, and a tectonic uplift generates a western source of terrigenous sediments (lagoons, stuaire, deltas) prograding towards the East over the «Caliza de Montaña». Now, the turbidites are deposited in the oriental external part of the studied area.

L. Sánchez de la Torre y J. González Lastra, Dpto. de Estratigrafía y Geología Histórica. Universidad de Oviedo. Manuscrito recibido el 15 de junio de 1978.

Al final del Devónico, la cuenca de sedimentación Cantábrica está formada por una amplia plataforma alargada de Este a Oeste, cuyo límite exterior describe un arco en C con un perfil transversal asimétrico. En la zona más oriental se localiza la procedencia de la aportación terrígena, mientras que el límite externo occidental, curvado, presenta depósitos relacionados con un talud sedimentario (COLMENERO 1976).

Por encima de las areniscas del Devónico Superior, disminuye bruscamente el aporte de terrígenos a la cuenca y empieza una sucesión caracterizada por sedimentación lenta con frecuentes interrupciones, que da lugar a series condensadas que persisten hasta principios del Namuriense.

Los depósitos que marcan el final del Devónico y el principio del Carbonífero se instalan sobre un modelo geométrico de plataforma similar a la descrita para el Devónico. De Este a Oeste se desarrollan dos facies que localmente pueden superponerse. Sus características y distribución espacial han sido descri-

tas por PELLO (1972). En la zona más oriental se encuentran unas pizarras negras (Pizarras de Vegamián, COMTE 1959) cuyo espesor disminuye de Este a Oeste para dar paso a unas calizas (Formación Baleas, WAGNER et al. 1971 o Formación Candamo, PELLO 1972) formadas fundamentalmente por restos bioclásticos con amplias lagunas.

Cubriendo estas dos formaciones se sitúa la caliza Griotte que supone una homogeneización de la plataforma sin gran aumento de profundidad, y continuando con la tónica de muy baja intensidad de sedimentación. Son característicos de esta formación los tonos rojizos, los procesos de cementación previa a la compactación, los «hard-ground» y la bioturbación superficial sin depósito. Su alto contenido en fósiles (goniatítidos, conodontos, ostrácodos...) ha permitido una cierta precisión en su datación, y actualmente, su techo puede situarse en el Viseense superior-Namuriense inferior (RÍO FERNÁNDEZ 1977).

Gradualmente la caliza Griotte pasa a la Caliza de Montaña en transición que se caracteriza por:

- Paso de colores rojizos a grises o negros correspondientes a la aparición de materia orgánica no oxidada.

- Disminución en la cantidad de fauna.

- Aumento de la velocidad de sedimentación.

- Mayor presencia de estructuras de corriente.

Esta transición puede ser simplemente el resultado de una reactivación de la intensidad de sedimentación, controlada tanto por mayores aportes de fangos carbonatados como por una más eficaz dispersión superficial.

El tránsito se produce de forma más lenta en las zonas oriental y occidental, mientras en el centro el paso es más brusco y se instalan más rápidamente condiciones restringidas, consecuencia de la mayor intensidad de sedimentación en esta zona.

En el borde externo se empiezan a formar acumulaciones bioclásticas y barras de fangos, tanto debidas a protección orgánica como a acumulación mecánica, que protegen hacia el interior facies restringidas, con ambiente tanto más restringido cuanto más cerca se encuentran de la barrera. En el Norte se llegan a formar sulfatos durante la diagénesis temprana indicando restricción en la circulación y ambiente salino. Este momento está representado en las Figs. 1-2-3 como T-1.

El aporte de fangos micríticos que rellena la cuenca procede del Este donde se encontraría más o menos alejada una zona emergida. Las posibilidades hacia esta zona son:

- Área madre relativamente próxima rodeada de un cinturón inter- a submareal con alta productividad orgánica debida fundamentalmente a algas.

- Área madre lejana con una amplia llanura inter- a supramareal con posibles depósitos evaporíticos.

- Barrera bioclástica o de fangos separando esta zona restringida de otra más abierta, y más lejos el continente.

Por el momento no es posible inclinarse por una de estas hipótesis debido

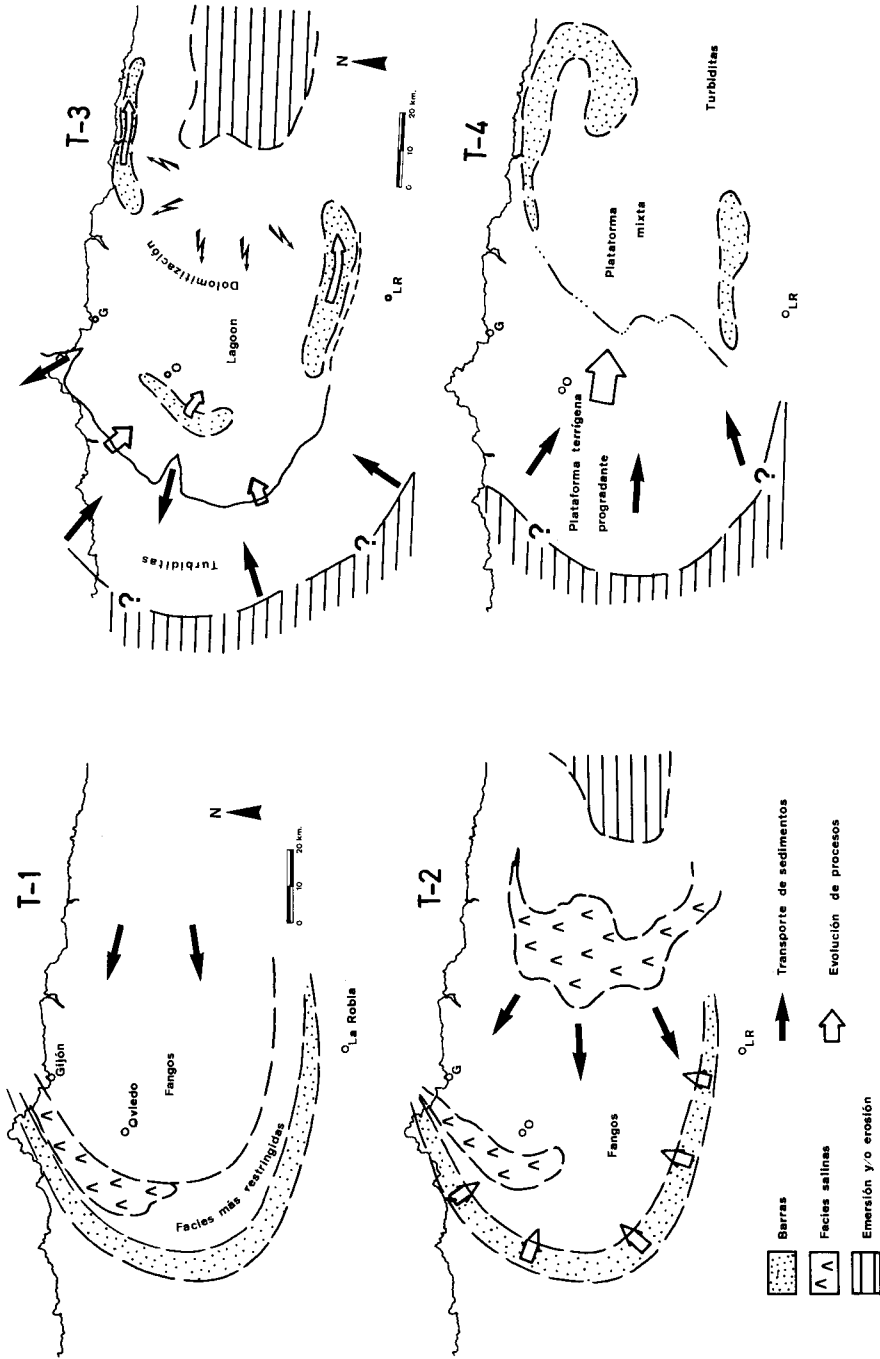


Fig. 1.-Esquema de la distribución de sedimentos en los tiempos T-1 (Namuriense A), T-2 (Namuriense B), T-3 (Namuriense B-C) y T-4 (Namuriense C-Westfaliense A).

a la dificultad de observar afloramientos próximos tanto geográfica como cronológicamente (interior de los Picos de Europa), así como por la posibilidad de que puedan coexistir las distintas situaciones indicadas.

Después de una etapa en la que se realiza una amplia interconexión de la zona restringida con el mar abierto marcada por invasiones de organismos planc-tónicos (calcisferas, goniátidos, radiolarios...), las barras bioclásticas o de fangos comienzan a retrogradar aumentando su carácter de barrera y apareciendo el máximo de condiciones restringidas en la cuenca, momento señalado en las Figs. 1-2-3 como T-2.

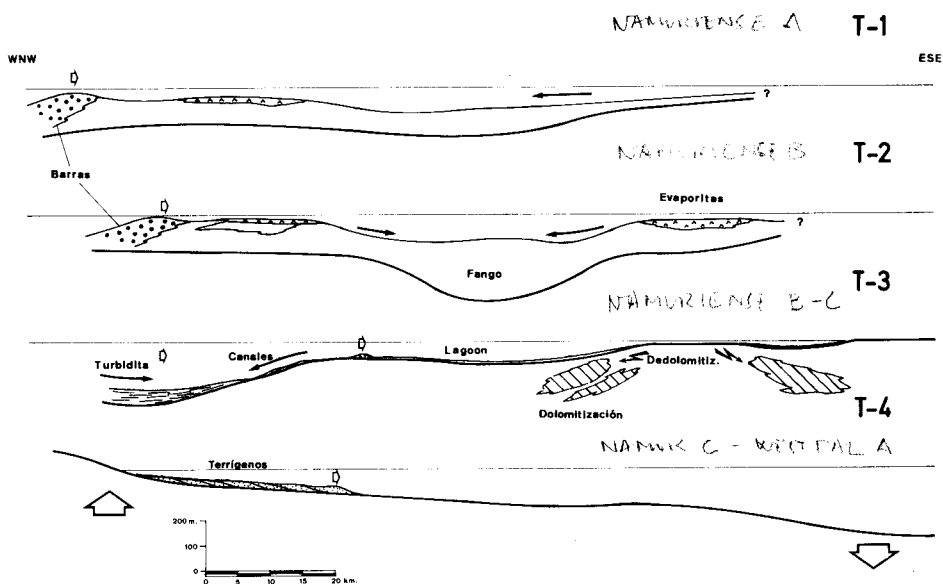


Fig. 2.-Sucesivos perfiles de la cuenca de sedimentación Carbonífera según una línea desde el Cabo de Peñas a la zona al Sur de los Picos de Europa. Mismos tiempos que en la Fig. 1.

Como consecuencia, en algunas regiones de la parte interna de la barrera aparecen depósitos salinos tanto de tipo sedimentario como diagenético temprano, formados fundamentalmente por yeso y anhidrita. En los esquemas se representan dos depósitos, uno en la zona central y otro en la oriental de Asturias, como sincrónicos, aunque pueden ser ligeramente diacrónicos, pero la ausencia de fauna impide mayores precisiones. Las evaporitas de la zona oriental, están asociadas a llanuras de algas y ambiente intermareal a supramareal, mientras en la parte occidental se presentan en una facies de lagoon inter- a submareal en el que no se ha detectado colonización por algas. Entre estos dos depósitos salinos, y separado de ellos por un suave aumento en la profundidad, se sitúa el máximo de acumulación de fangos procedentes en su mayor parte del algal-mat de la zona oriental.

Cuando las facies salinas alcanzan la zona supramareal, y precediendo ligeramente a una apertura de la cuenca tiene lugar una circulación de aguas

hiposalinas sobre las evaporitas que produce disolución de los sulfatos, brechificación, colapso y dedolomitización (GONZÁLEZ LASTRA 1978). Consecuentemente, se produce dolomitización en zonas adyacentes.

En este momento o quizás algo después, la zona más externa se inestabiliza, y empieza a individualizarse un talud en el que se abren canales, erosionando la barrera de fango, términos bioclásticos más externos e incluso parte de los depósitos salinos. Este sistema de canales enlaza con turbiditas en las que inicialmente el material procede de la cuenca para derivar del exterior cuando se hace más terrígeno, señalando un área madre situada externamente que ha empezado a levantarse en un momento no bien determinado aún, quizás ya desde el Namuriense más inferior o incluso desde el Viseense, y cuyos efectos empiezan a manifestarse ahora en la zona Norte de Asturias (Turbiditas de San Pedro de Antromero) (T-3 en las Figs. 1-2-3).

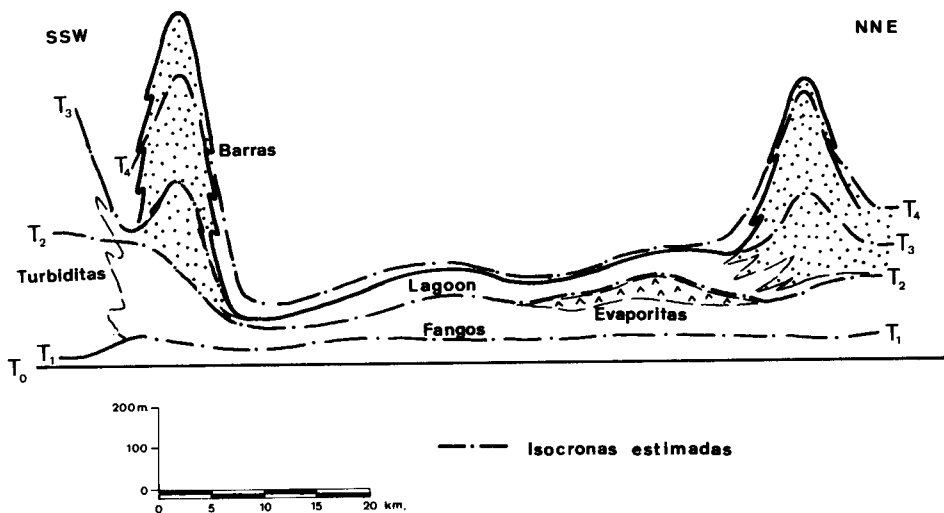


Fig. 3.-Corte de la caliza de montaña según un perfil NNE-SSW. Las isocronas estimadas corresponden a los tiempos indicados en la Fig. 1.

Las barras que limitaban la cuenca al Oeste continúan su retrogradación aunque con características cada vez más profundas hasta desaparecer. A partir de este momento, se inicia a hundimiento paulatino de la zona oriental que permite el crecimiento de grandes acumulaciones bioclásticas, arrecifales y de lagoon en las zonas laterales externas, al Norte y al Sur. Estas barreras van progresando hacia el Oeste y limitan un lagoon carbonatado en su zona central durante un corto espacio de tiempo. El hundimiento progresivo, permite la acumulación de más de 600 metros de materiales carbonatados entre el Namuriense B-C y el Westfaliense A (Perfil de la Fig. 3).

Cuando toda la zona oriental se ha hundido hasta profundidades de más de 300 metros, en los puntos de la plataforma en que no hay compensación entre

subsistencia y depósito, llega a producirse una interrupción en la sedimentación con depósitos condensados (Formación Ricacabiello, SJERP 1967).

Por último, el surco situado al Oeste, acaba rellenándose y levantándose, generándose una plataforma terrígena progradante a partir del nuevo área madre, que se inicia con sistemas de barras, lagoons y deltas estuarinos que progresivamente pasan a deltas progradantes. Al Este, nuevo borde externo de la plataforma, se generaliza el depósito de turbiditas (T-4 en las Figs. 1-2-3).

Los momentos establecidos en las Figs. 1-2-3, equivalen aproximadamente a las siguientes edades:

- T-1.-Namuriense A.
- T-2.-Namuriense B.
- T-3.-Namuriense B-C.
- T-4.-Namuriense C-Westfaliense A.

El paso de las condiciones de sedimentación desde el Devónico superior al Carbonífero superior se reduce a un cambio en el sentido de la plataforma que se realiza progresivamente durante el Carbonífero inferior, conservándose el carácter de plataforma en la mayor parte de la región asturiana.

BIBLIOGRAFIA

- COLMENERO, J. R. (1976).-Estratigrafía y sedimentología de las areniscas del Devónico Superior en la zona Cantábrica (Asturias y León). Tesis Univ. Oviedo (inédito).
- COMTE, P. (1959).-Recherches sur les terrains anciens de la Cordillere Cantabrique. *Mem. Inst. Géol. y Min. España*, 60, 1-440.
- GONZÁLEZ LASTRA, J. (1978).-Facies salinas en la Caliza de Montaña (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología Fac. Ci. Univ. Oviedo*, 10, 000-000.
- PELLO, J. (1972).-Estudio geológico de la región Central de Asturias. Tesis Univ. Oviedo (inédito).
- RÍO FERNÁNDEZ, P. DEL (1977).-Estratigrafía y sedimentología de las formaciones Caliza de Candamo-Caliza Griotte Carbonífera en Tellego (Zona central de Asturias). Tesis Licenc. Univ. Oviedo (inédito).
- SJERP, N. (1967).-The geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 39, 55-128.
- WAGNER, R. H.; WINKLER PRINS, C. F. y RIDING, R. E. (1971).-Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in Northern León, Spain. *Trabajos de Geología, Fac. Ci. Univ. Oviedo*, 4, 603-663.