

de la potencia de las capas y del tamaño de grano.

### Conclusiones e interpretación

Las Facies A se interpretan como depósitos «catastróficos», en que gran cantidad de material no consolidado de la plataforma oolítica es removilizado y transportado hacia cuenca por corrientes de alta densidad y alto poder erosivo. Cada evento es tal que hay una sucesión en vertical de diferentes depósitos de corriente (Subfacies) con decrecimiento de energía. Igualmente, de talud a cuenca, se observa una disminución de las subfacies con carácter de alta energía. Estas facies se habrían depositado en la base del talud (*base of slope*) y los canales representarían los canales de *by-pass*. Estas facies recuerdan a las facies tipo F de Mullins y Cook (1986), aunque con diferencias debidas al tipo de sedimento: un único componente (oolitos) con el mismo tamaño de grano.

Las Facies B y C se interpretan como depósitos producto de corrientes turbidíticas y depositados en el pie del talud (*toe of slope*). Se diferencian en el tipo de componentes que las forman: las Facies B presentan componentes procedentes de la plataforma oolítica, y las Facies C procedentes del talud. El origen de la corriente turbidítica de las Facies B sería el margen de la plataforma oolítica, posiblemente debido la dispersión por procesos ambientales; y para las Facies C es incierta, ya que podrían tanto haberse generado en el margen de la plataforma y perdido toda la competencia para transportar

oolitos, o bien generado en la cuenca por corrientes de fondo.

Las Facies D se interpretan como depósitos hemipelágicos de talud carbonatado, en que la sedimentación en el margen de la plataforma no se ve reflejada en el talud con la excepción de componentes de grano fino (*pelagic ooze*).

La sucesión vertical de las facies deposicionales sugiere una disminución de los depósitos «catastróficos» y se interpreta como una retrogradación de las facies del pie del talud sobre las facies de base de talud, y con ello el «*onlap*» de las facies de la base del talud sobre el talud propiamente dicho. Esta situación es competente con una subida relativa del nivel del mar.

### Referencias

- Alvaro, M.; Barnolas, A.; del Olmo, P., y Simo, A. (1983): Comunicaciones del X Congreso Nacional de Sedimentología. Menorca 4-10 a 4-12.
- Alvaro, M.; Barnolas, A.; del Olmo, P.; Ramírez del Pozo, J., y Simo, A. (1984): En Barnolas (Ed.): *Sedimentología del Jurásico de Mallorca*. IGME-CGS, Grupo Español del Mesozoico, 43-72.
- Barnolas, A. y Simo, A. (1984): En Barnolas (Ed.): *Sedimentología del Jurásico de Mallorca*, IGME-CGS, Grupo Español del Mesozoico, 73-120.
- Mullins, H. T. y Cook, H. E. (1986): *Sedimentary Geology*, 48, 37-79.

Recibido el 12 de septiembre de 1987

Aceptado el 2 de octubre de 1987

### Comentarios

Pregunta de J. M. Molina.—Se ha

hablado de eventos catastróficos como elementos desencadenantes del redépósito de los sedimentos. ¿Podrían ser estos eventos catastróficos grandes tormentas o tsunamis y los materiales redepositados, por tanto, tempestitas?

Contestación de A. Barnolas.—Según la interpretación que hemos hecho, la causa desencadenante de las facies A, o eventos catastróficos, es la desestabilización del margen de la plataforma provocada por la alta producción y, consecuentemente, acumulación oolítica. No hay duda que esta desestabilización podría estar espoleada en una gran tormenta o por un tsunami. De todas formas creemos que las facies típicas generados por los procesos atmosféricos (tormentas, oleaje, etcétera) son las facies B y C.

Pregunta de Pedro Ruiz.—¿Se relaciona la sedimentación turbidítica, y en concreto su instauración en la cuenca, con fracturación en el margen de plataforma, o sólo con una alta producción carbonática en la plataforma?

Contestación de A. Barnolas.—Del estudio de la facies resedimentada no puede deducirse como causa de su inicio la fracturación del margen de la plataforma. El hecho de que los oolitos no estén cementados, lo que nos indicaría un nivel del mar ascendente que facilita la alta productividad en la plataforma, y la falta de material resedimentado procedente del talud, salvo el incorporado por los oolitos, nos hacen pensar en un talud relativamente estable y que la causa de la desestabilización del margen se originó por la alta productividad.

Pregunta de J. A. Vera.—¿En las facies A se observan cantos blandos asimilados en el proceso de transporte brusco en masa por el talud, según el modelo propuesto?

Contestación de A. Barnolas.—Únicamente en los casos en que la subfacies basal de la facies A es la descrita como A1.2 se observan cantos de hemipelágicos.

## La subsidencia tectónica en la Cordillera Ibérica durante el Mesozoico

M. Alvaro. C. G. S. San Roque, 3-5. 28020 Majadahonda (Madrid)

### ABSTRACT

*The subsidence trajectories are built with two localities data from the Iberian Chain. Both curves show two rifting-tectonic subsidence cycles. The first one (Triassic-Jurassic) belongs to the development of the Celtiberian Aulacogen, in relationship with the Betic-Balearic passive margin (Western Tethys). The second cycle occurred in Cretaceous times,*

and it was conditioned by the Iberian Plate anti-clockwise drifting and Bay of Biscay opening. The stretching rates were low to moderate: = 1.12 and 1.26.

Alvaro, M. (1987): La subsidencia tectónica en la Cordillera Ibérica durante el Mesozoico. *GEOGACETA*, 3, 34-37.

**Key words:** Tectonic subsidence, Extensional tectonics, Intraplate basin, Iberian chain.

## Introducción

La Cordillera Ibérica se caracteriza porque su historia sedimentaria y estructural se ha desarrollado en un marco intracratónico, en el interior de la Placa Ibérica, y en la proximidad de dos zonas móviles: las Cordilleras Béticas y los Pirineos. Su individualización tuvo lugar en el Triásico, evolucionando como un graben complejo y transverso al margen pasivo bético-balear, que ha sido interpretado por Alvaro *et. al* (1978) como un aulacógeno. Durante todo el Mesozoico estuvo sometida a un régimen de tectónica extensional impuesto por su ubicación entre dos áreas de *rifting* y de apertura oceánica, el Atlántico y el Tethys.

## Subsidencia en régimen de tectónica extensional

Cuando un segmento de la litosfera sufre extensión hay una etapa de estiramiento inicial seguida de otra de subsidencia térmica decadente (Mc Kenzie, 1978). La primera (fase de *rifting*) es más breve y en ella la corteza continental fría se deforma de manera frágil. El decaimiento térmico posterior provoca una subsidencia general por contracción térmica, que afecta a un área más extensa, en la que se instala una cuenca marina que fosiliza las estructuras del *rifting* inicial.

El registro de la subsidencia en márgenes pasivos, aulacógenos, cuencas intracratónicas y cuencas pull-apart está expresado por tanto por una curva que presenta un primer segmento de subsidencia rápida, la subsidencia inicial de la etapa de *rifting*, y otro de subsidencia progresivamente menor, la subsidencia térmica causada por el enfriamiento litosférico. No obstante, la subsidencia tectónica no es el único factor que configura la subsidencia total de una cuenca extensional, puesto que la columna de agua y de sedimentos induce a una

subsidencia adicional que puede ser de mayor magnitud que la tectónica.

## Curvas de subsidencia de la Cordillera Ibérica

Se han elaborado las curvas de subsidencia correspondientes a dos zonas del sector central de la Cordillera Ibérica (fig. 1) a partir de columnas estratigráficas sintéticas representativas de cada zona: zona de Cañete-Zafrilla y zona de Mora de Rubielos-Manzanera. Los datos proceden de las hojas 1:50.000 MAGNA y del Mapa 1:200.000 (Ramírez-Merino y Berástegui, 1982; Berástegui y Ramírez-Merino, 1982; Godoy y Anadón, 1982; Gautier, 1972, y Hernández y Anadón, 1983).

Se han considerado valores medios para los espesores, batimetría cero (depósitos continentales o de aguas someras) y espesor original igual al actual (sin descompactación progresiva, lo que proporciona valores mínimos de subsidencia total). Tampoco se han introducido en el cálculo las variaciones del nivel del mar.

Las curvas de la figura 2 muestran la trayectoria del techo del zócalo paleozoico durante su enterramiento. En cada localidad la curva inferior ( $S_T$ ) corresponde a la subsidencia total. La curva superior ( $S_t$ ) es la

subsidencia tectonotérmica deducida de la anterior, una vez eliminado el efecto de la carga inducida por el relleno sedimentario local. Para ello se ha utilizado el método descrito por Hardenbol *et. al.* (1981). La curva  $S_t$  refleja básicamente los efectos del enfriamiento de la litosfera. Para facilitar el análisis de las curvas de subsidencia tectonotérmica se han representado la relación entre la subsidencia y el tiempo en forma de  $S_t-t^{1/2}$  (figura 3).

## Análisis de la subsidencia

La subsidencia tectonotérmica durante el Triásico y el Jurásico muestra una evolución análoga en ambas localidades, tanto en magnitud como en desarrollo temporal. La primera parte de la curva, correspondiente a la etapa de *rifting*, presenta mayor pendiente. Posteriormente se suaviza y se hace asintótica al tiempo durante la etapa de subsidencia térmica. El momento de cambio de la modalidad de subsidencia tiene lugar durante el Carniense (entre 226 y 232 m.a., figuras 2 y 3), coincidente con la deposición de la «facies Keuper» y efusión de rocas básicas, y con la Etapa de Transición de la de Graben a la de Flexura en el modelo de Alvaro *et al.* (1978).

A finales del Jurásico tiene lugar una aceleración de la subsidencia que señala el comienzo de una nueva etapa de *rifting*. La «fase neokimérica» se traduce en una elevación general del sector en el Berriasiense (no registro). La Rama Castellana experimentó una tectónica de bloques muy activa (sólo hay registro Barremiense), mientras que en la Aragonesa se reanuda la subsidencia durante el Neocomiense y Aptiense. Esta etapa de tectónica vertical y subsidencia rápida se relaciona con el giro antihorario de Iberia y la apertura del Golfo de Vizcaya. En el Albiense medio (106-108 m.a.) tiene lugar el cambio de la pauta de subsidencia,

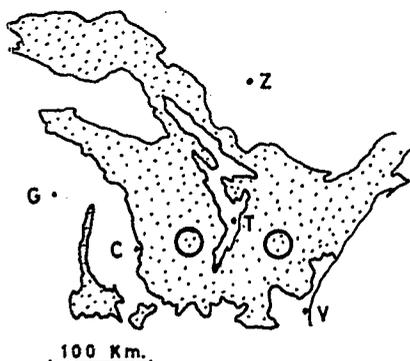


Fig. 1.—Situación de los sectores de la Cordillera Ibérica en los que se ha estudiado la subsidencia durante el Mesozoico.

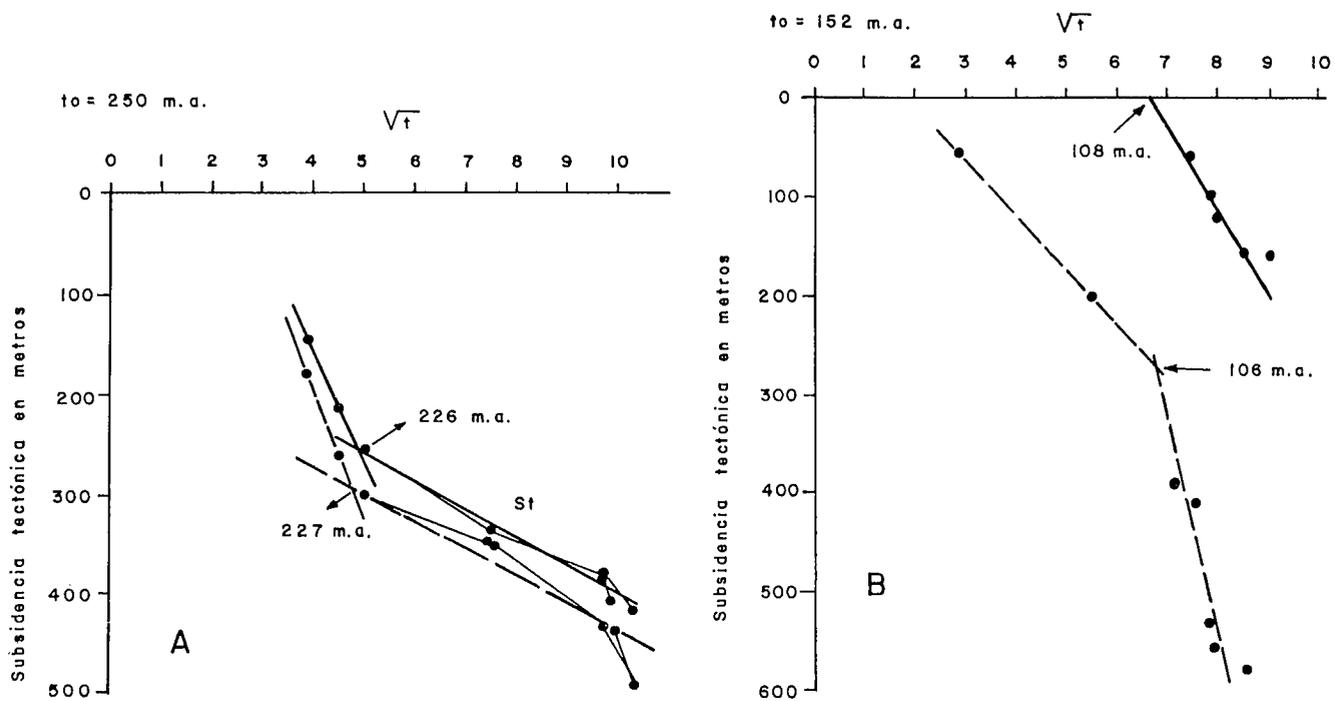


Fig. 2.—Curvas de subsidencia en la Rama Castellana (A) y en la Aragonesa (B) de la Cordillera ibérica.  $S_T$ : Subsidencia total.  $S_T$ : Subsidencia tectonotérmica. (Escala cronológica: Geological Time Scale de la Geological Society of America, 1983.)

T R I A S I C O				J U R A S I C O			C R E T A C I C O																				
I	M	S U P E R I O R		L I A S	D O G G E R	M A L M	I N F E R I O R		S U P E R I O R																		
S	A	L	C	N	H	S	P	T	A	B	B	C	O	K	T	B	V	H	B	A	A	C	T	C	S	C	M

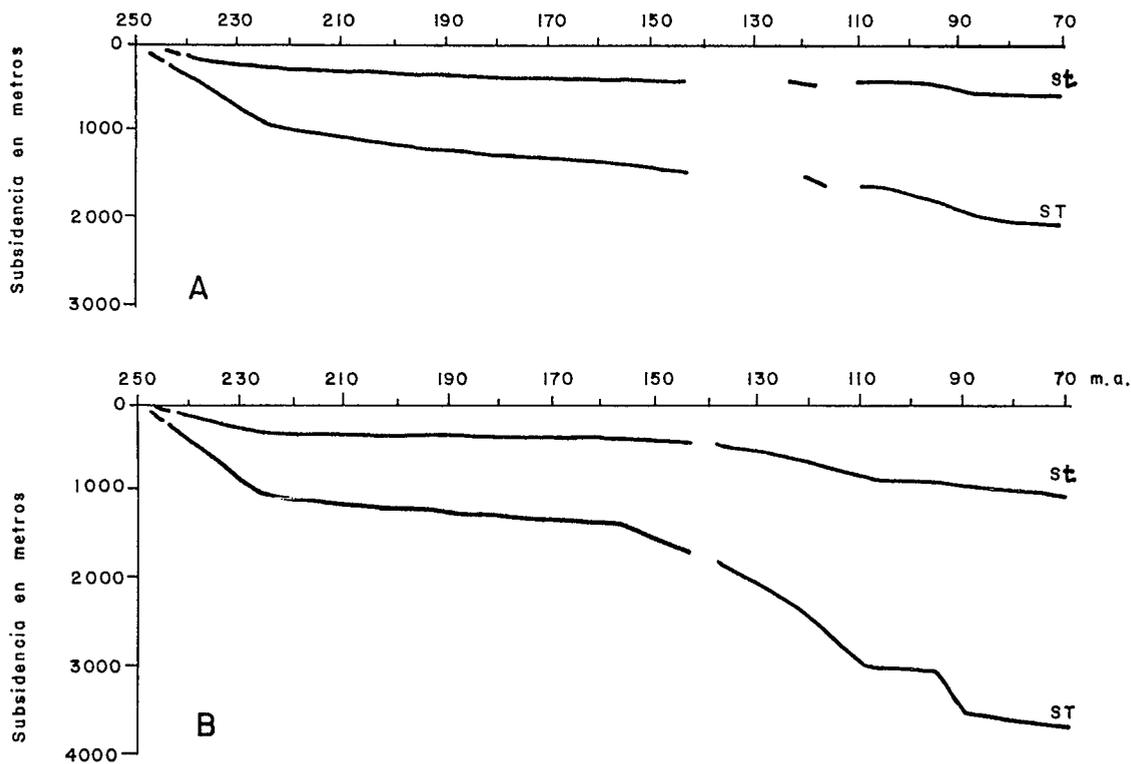


Fig. 3.—Relación entre la Subsidencia tectonotérmica y el tiempo:  $S_T - t$ . A: Triásico y Jurásico. B: Cretácico. Línea continua: Rama Castellana. Línea discontinua: Rama Aragonesa.

pasando a la etapa de contracción térmica (figs. 2 y 3). Coincide con la denominada «fase austrica».

Este acontecimiento, marcado por un importante evento térmico en el margen vasco-pirenaico y por una discontinuidad en la base de la «Fm. Utrillas», supone una ampliación del área sedimentaria y el paso a una ralentización definitiva de la sedimentación en el Cretácico superior.

La comparación de las curvas de ambos sectores muestra que la subsidencia fue más importante en la Rama Aragonesa (St = 600-700 m y 1.000 m, respectivamente, en —70 m.a.).

### Interpretación

La evolución de la subsidencia en el sector central de la C. Ibérica pone de manifiesto la superposición de dos ciclos de *rifting* y subsidencia térmica desarrollados en un área de intraplaca. El primero tiene lugar durante el Triásico-Jurásico y corresponde a la evolución aulacogénica de la Ibérica, controlada por la formación del margen pasivo (¿y transformante?) bético-balear en el Tehys occidental. El segundo ciclo está relacionado con la deriva antihoraria de Iberia en el Cretácico inferior, por apertura del Atlántico Norte y el Golfo de Vizcaya, que dejó sentir sus efectos de manera muy severa en el interior de la Placa Ibérica.

Para valorar la atenuación y el espesor cortical al finalizar el proceso de tectónica extensional se han com-

parado las curvas de subsidencia térmica obtenidas con las propuestas en el modelo de inyección de diques de Royden *et al.* (1980), modificado por Hardenbol *et al.* (op. cit.).

La subsidencia tectonotérmica del primer ciclo (400-500 m, cambio de modalidad en —230 m.a.) implica un estiramiento moderado, del orden de 5% ( $\beta=1,055$ ), si se supone un espesor inicial de corteza de 38 km. El espesor a finales del Jurásico sería de 36 km. En el segundo ciclo las pautas de subsidencia, independientemente de su magnitud, son análogas a partir del Albiense. Se obtiene a partir de un espesor heredado de 36 km y un momento de inicio de subsidencia térmica-100 m.a. un espesor de 34 km, lo que supone un estiramiento durante el Cretácico de 5% ( $\beta=1,053$ ) y del 12% acumulado a todo el Mesozoico ( $B=1,12$ ). Estos valores son aceptables para la Rama Castellana. En la Aragonesa, donde la subsidencia fue mayor, es posible obtener un buen encaje en las curvas teóricas si se admite que el cambio de modalidad se realizó antes, alrededor de —120 m.a. Esta hipótesis conduce a un espesor de corteza en —70 m.a. de unos 30 km con valores de estiramiento para el Cretácico y el conjunto del Mesozoico de 17% y 21% ( $\beta=1,2$  y  $\beta=1,26$ ).

Esta primera estimación del espesor cortical mesozoico de la C. Ibérica es una aproximación cualitativa. Su confirmación con un mayor refinamiento del análisis de subsidencia permitiría compararla con los espesores actuales y evaluar la magnitud del engrosa-

miento cortical durante la tectogénesis alpina.

Este trabajo se ha realizado en el marco del Proyecto «Mapa Geológico de las hojas 1:50.000, nº 538, 564, 587, 610, 439, 440 y 466, y 1:200.000, nº 40 del IGME.

Agradecemos a dicho organismo y a Vicente Gabaldón la autorización para la publicación de este resumen.

### Referencias

- Alvaro, M.; Capote, R., y Vegas, R. (1978): *Acta Geol. Hisp.*, 14, 172-177.
- Barástegui, J. y Ramírez Merino, J. J. (1982): *Mapa Geológico a escala 1:50.000 (Magna) de la Hoja 588 (Zafra)* y *Memoria explicativa*. IGME.
- Gautier, F. (1972): *Mapa Geológico a escala 1:50.000 (MAGNA) de la hoja 614 (Manzanera)* y *Memoria explicativa*. IGME.
- Godoy, A. y Anadón, P. (1982): *Mapa Geológico a escala 1:50.000 (MAGNA) de la hoja 591 (Mora de Rubielos)* y *Memoria explicativa*. IGME.
- Hardenbol, J.; Vail, P. R., y Ferrer, J. (1981): *Oceanológica Acta*, n.sp., páginas 33-34.
- Hernández, A. y Anadón, P. (1983): *Mapa Geológico a escala 1:200.000 de la hoja nº 47 (Teruel)* y *Memoria explicativa*. IGME.
- McKenzie, D. (1978): *Earth Plan. Sci. Lett.*, 40, 25-32.
- Ramírez Merino, J. J. y Barástegui, J. (1982): *Mapa Geológico a escala 1:50.000 (MAGNA) de la hoja nº 611 (Cañete)* y *Memoria explicativa*. IGME.

Recibido el 31 de agosto de 1987  
Aceptado el 2 de octubre de 1987