

CONSIDERACIONES TEORICAS SOBRE EL ANALISIS DE LA SUBSIDENCIA: APLICACION A UN CASO REAL EN EL BORDE DE LA CUENCA TRIASICA IBERICA

Y. Sánchez-Moya; A. Sopeña; A. Muñoz y A. Ramos.

Instituto de Geología Económica C.S.I.C- U.C.M. Departamento de Estratigrafía U.C.M. 28040 MADRID

RESUMEN

Las variaciones de espesor y las discordancias internas que presenta el Buntsandstein en algunos sectores de la Cordillera Ibérica, demuestran la estrecha relación que existe entre estos sedimentos y la tectónica extensional a la que estuvo sometida la cuenca triásica. La geometría de las distintas unidades que lo componen y la evolución de los medios sedimentarios en que se depositaron, sólo pueden ser bien entendidas, si se analiza cómo ha evolucionado la subsidencia de la cuenca en el tiempo y en el espacio.

Después de revisar los métodos que existen actualmente para cuantificar la subsidencia y discutir sus limitaciones, se han calculado las curvas de subsidencia total y tectónica, para un sector de borde de cuenca y para otros donde no existen discordancias angulares. Asumiendo un modelo de compensación isostática local, se ha analizado con mayor detalle el área de borde, donde hay cambios importantes en el espesor de los sedimentos y geometrías claramente ligadas a la tectónica extensiva mesozoica. El carácter asimétrico de la cuenca, se refleja en la notable variabilidad de los valores del factor de extensión (β) obtenidos, sobre todo para el área de borde de la misma.

Palabras clave: Subsidencia, régimen extensional, discordancias locales, Triásico, Cordillera Ibérica, borde de cuenca.

ABSTRACT

Triassic red beds (Buntsandstein) in central Spain (Cordillera Ibérica-Sistema Central connection area) display significant thickness changes and local unconformities that are related to extensional tectonics that ruled the evolution of the Triassic basin. The tectonic movements during the sedimentation resulted in a series of discontinuities in sedimentation together with some local unconformities. A detailed study of the subsidence evolution is necessary to fully understand the paleogeography and geometries of these deposits.

A revision of the existing theories about quantitative analysis of subsidence rates and their limitations has been carried out. Tectonic subsidence and total subsidence plots have been constructed for several stratigraphic columns. Some of these columns are located in the border of the basin, but some others come from more central areas, where tectonic movements did not generate unconformities.

The border of the basin, where tectonics generated a series of tilted fault blocks that gave way to significant thickness and geometries changes, has been detailed studied assuming a local isostatic compensation.

The amount of lithospheric stretching (β) displays a great variability, mainly the values related to the border of the basin.

Key words: Subsidence analysis, extensional regimen, local unconformities, Triassic, Iberian Ranges, border of the basin.

Sánchez-Moya Y., Sopeña A., Muñoz A. y Ramos A. (1992): Consideraciones teóricas sobre el análisis de la subsidencia: Aplicación a un caso real en el borde de la cuenca triásica Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*.

Sánchez-Moya Y., Sopeña A., Muñoz A. y Ramos A. (1992): Some theoretical approaches in subsidence analysis: A case study in the Triassic of the Iberian basin. *Rev. Soc. Geol. España*.

1. INTRODUCCION

En términos generales, la geometría del registro estratigráfico de las cuencas sedimentarias, está controlada por procesos tectónicos, variaciones del nivel del mar o bien por una combinación de ambos procesos. En determinadas cuencas continentales, es la subsidencia la que controla el potencial de acomodación, es decir la creación

de nuevo espacio disponible para la sedimentación. Por tanto, la forma en que se produce la subsidencia en el tiempo y en el espacio, determina en gran medida la geometría a gran escala de las unidades sedimentarias. Además, la distribución de las facies dentro del relleno de la cuenca, es también función de la tasa de subsidencia y de su variación. El análisis de la subsidencia, es por tanto de suma importancia en la interpretación de la génesis y evolución de una cuenca sedimentaria.

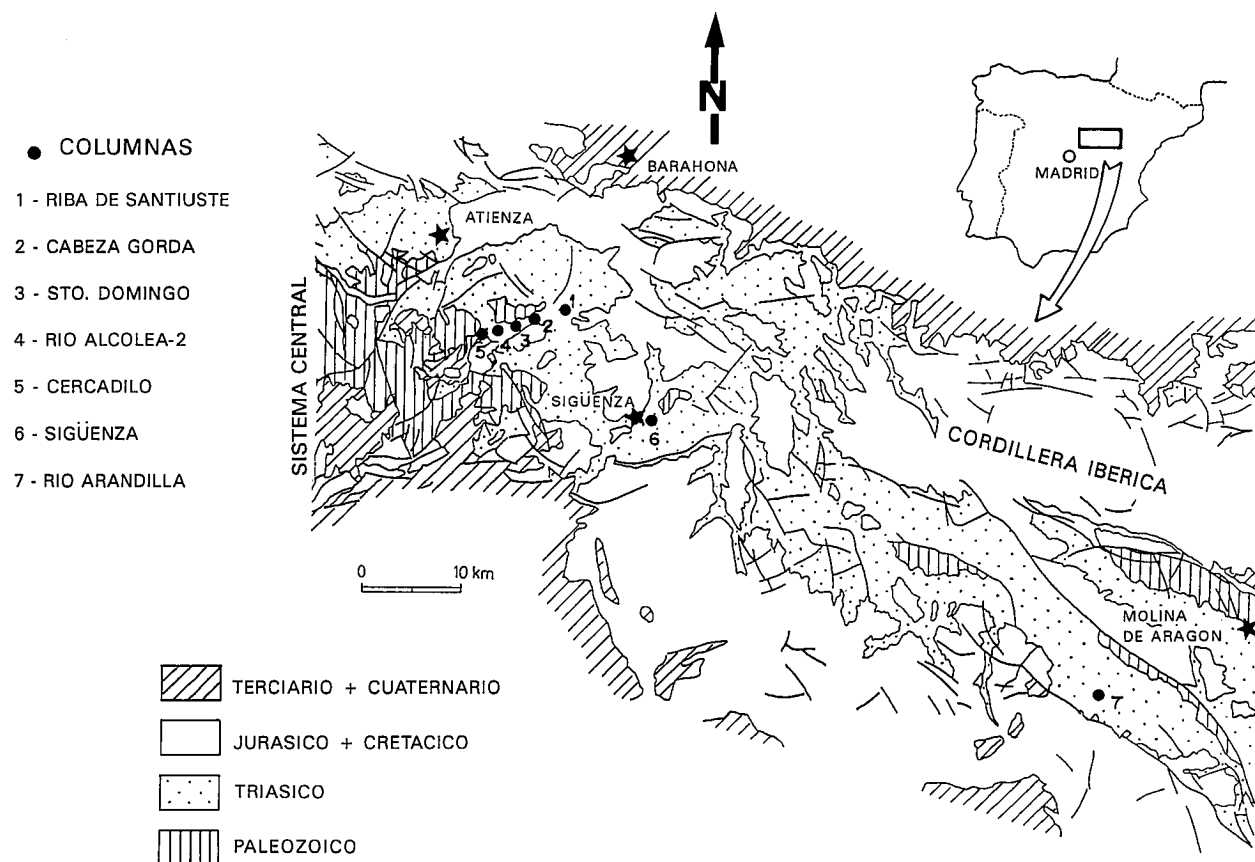


Fig. 1.—Esquema de situación de las columnas de síntesis empleadas en el análisis de la subsidencia.

Fig. 1.—Location map of the stratigraphic sections used to analyze subsidence.

Tras un breve comentario de la metodología más común en la cuantificación de la subsidencia, se ha procedido a la estimación de la misma durante el mesozoico en puntos escogidos de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Los datos de subsidencia obtenidos y en los que se basa el análisis proceden de la aplicación del programa "Subside" (Hsui, 1989). Se ha prestado especial atención a los sedimentos en facies Buntsandstein, por ser los que representan el comienzo del ciclo de sedimentación alpino y por tanto los que deben reflejar cómo se estructuró la cuenca en sus inicios. Para ello se han seleccionado tres columnas tipo en tres áreas diferentes por su posición con respecto al eje de la cuenca: Molina de Aragón, alrededores de Sigüenza y anticlinal de Riba de Santiuste. Este último, situado en la zona de enlace con el borde del Sistema Central (fig. 1).

En la primera de ellas, la estratigrafía es bien conocida en líneas generales y los datos de las edades de las diferentes unidades que componen la serie general, puede decirse que son razonablemente suficientes para el propósito de este trabajo. La segunda, tiene la ventaja de que se realizó un sondeo profundo de las facies Buntsandstein por la Compañía Shell y la Junta de Energía Nuclear (J.E.N.) y diversos sondeos de menor entidad por la J.E.N. Esto permite tener un mejor control de los espesores y porosidades necesarios para calibrar las descompactaciones. Por último, el área del anticlinal de Riba de Santiuste, constituye un borde de cuenca para el Triásico y existen aquí va-

rias discordancias angulares de carácter local y otro tipo de discontinuidades estratigráficas (fig. 2) que permiten un análisis en detalle de la evolución de la subsidencia tectónica. Por ello, se han construido en esta zona las curvas para cinco columnas próximas entre sí, con objeto de analizar en lo posible, el movimiento relativo de los bloques.

2. INTRODUCCION A LA METODOLOGIA EMPLEADA

El análisis de la subsidencia, es una de las herramientas básicas en el análisis de cuencas que proporciona información acerca de los mecanismos de génesis de la cuenca y de su evolución. Proporciona además, la base necesaria para interpretar los mecanismos y estructura de la litosfera. Permite también obtener datos sobre la historia térmica de la cuenca y establecer hipótesis acerca de la parte del registro estratigráfico atribuible a efectos tectónicos y de la parte atribuible a controles eustáticos. En cuencas de tipo extensional como la que aquí se considera, permite además una estimación de la cantidad de extensión.

Para proceder al análisis de la subsidencia la metodología más común consta de los siguientes pasos que se describen a continuación.

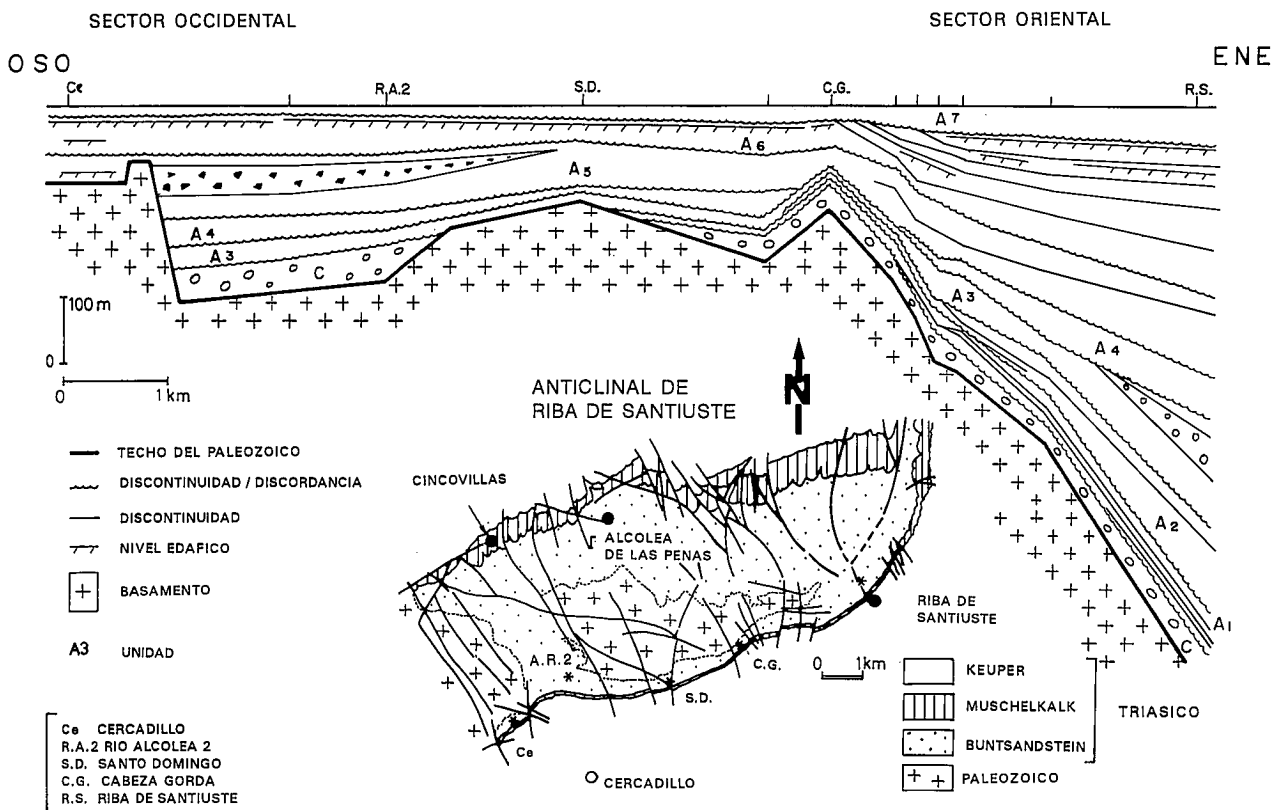


Fig. 2.-Esquema de las principales discontinuidades estratigráficas del Buntsandstein en el anticlinal de Riba de Santiuste y unidades litológicas que delimitan.

Fig. 2.-Main stratigraphic unconformities in the Buntsandstein of Riba de Santiuste area and main unconformity bounded units.

2.1. Análisis Geohistórico

Van Hinte en 1978 introdujo el término “análisis geohistórico”, para designar la aproximación cuantitativa al análisis de cuencas sedimentarias. El objeto del análisis geohistórico, es producir una representación gráfica del movimiento vertical de un horizonte estratigráfico en una cuenca sedimentaria, como indicador de las tasas de subsidencia y de acumulación de sedimentos a través del tiempo. Es decir, se obtiene una representación del movimiento vertical del basamento (subsidencia total) a través del tiempo.

Los datos necesarios para realizar este tipo de análisis de la subsidencia son: columnas estratigráficas con los espesores actuales, tipos de litología, edad de los horizontes y paleobatimetría estimada. Otros datos de gran interés son la porosidad de los sedimentos y los datos térmicos de la cuenca. Se asume que los datos de espesor y litología de la secuencia estratigráfica a analizar, provienen de una columna, una serie de columnas próximas o bien son datos de sondeos. Las unidades diferenciadas dentro de la secuencia serán función de:

- a.-Información disponible acerca de la edad de los sedimentos. Es importante para representar la subsidencia en función del tiempo.
- b.-Existencia de discordancias significativas.
- c.-Cambios importantes en la paleopropundidad de la lámina de agua.

d.-Cambios litológicos significativos, ya que diferentes litologías requieren diferentes correcciones de compactación.

e.-Objetivo final del estudio. El nivel de detalle requerido para un determinado período de tiempo, varía en función del objetivo final del trabajo.

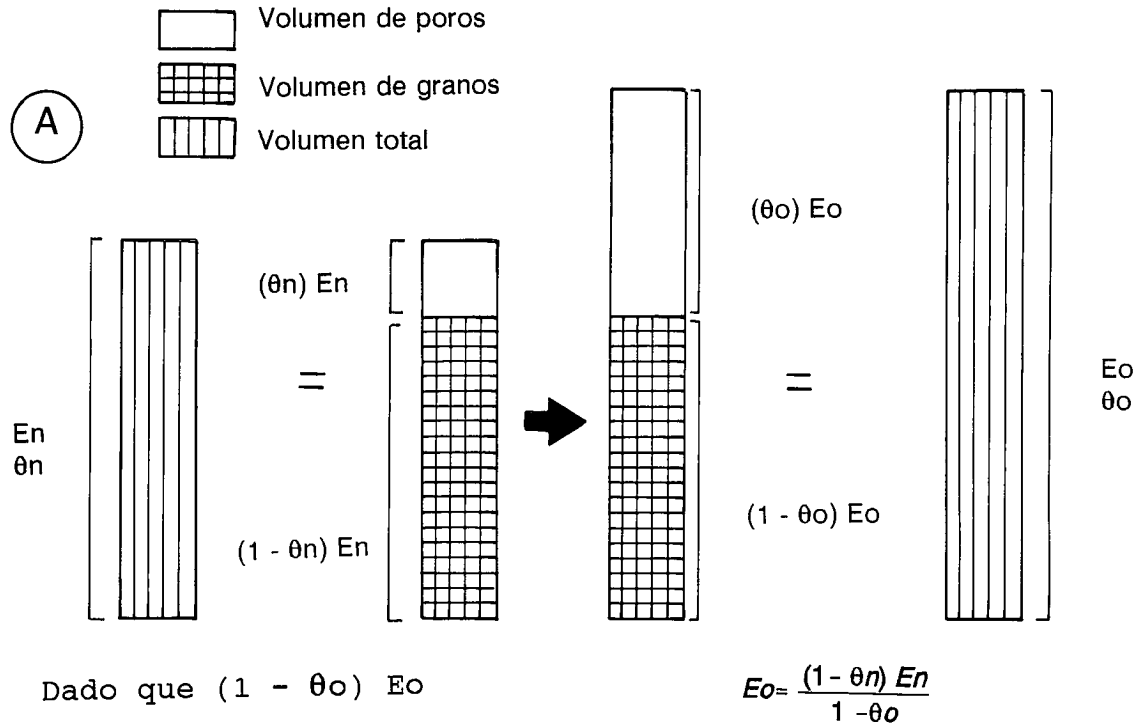
En el espesor estratigráfico actual, se deben efectuar una serie de correcciones que se analizan a continuación.

2.1.1. Descompactación

Las unidades sedimentarias son compactadas después de la sedimentación, de manera que el espesor actual de la unidad es más pequeño que el espesor en el momento de su depósito.

El método de Van Hinte (1978) para realizar la descompactación, asume que el volumen de granos no cambia significativamente con el tiempo. El cambio en el espesor de la unidad considerada, está referido al cambio de la porosidad del sedimento durante el enterramiento. El volumen de los poros, es por tanto, lo que se reduce con la profundidad de enterramiento. Es evidente que aquí se comete un primer error al no tener en cuenta la diagénesis y su evolución, pero Van Hinte (1978) la considera “poco significativa” para el cálculo de la descompactación.

La relación entre el espesor inicial (E₀) y el espesor actual (E_n) es la siguiente (fig. 3A):



(B)

Parámetros del sedimento

Litología	C (m ⁻¹)	Densidad	Porosidad
Lutitas*	5,1 10 ⁻⁴	2,72	0,63
Arenas*	2,7 10 ⁻⁴	2,65	0,49
Lutitas-Arenas*	3,9 10 ⁻⁴	2,68	0,56
Caliza**	5,2 10 ⁻⁴	2,71	0,51
Chalk*	7,1 10 ⁻⁴	2,71	0,70
Dolomia**	2,2 10 ⁻⁴	2,85	0,30

* Sclater y Christie (1980) ** Schmoker y Halley (1982)

Fig. 3.-A: Método de corrección de la compactación según Van Hinte (1978). Tomado de Angevine *et al.* (1990). B: Parámetros del sedimento.
 Fig. 3.-A: Method of compaction correction following the approach of Van Hinte (1978), in Angevine *et al.* (1990). B: Sediment parameters.

$$E_o = \frac{(1 - \theta_n) E_n}{1 - \theta_o} \quad (1)$$

Donde: θ_o = porosidad original en el momento de la sedimentación. θ_n = porosidad actual

La tasa de disminución de la porosidad durante el enterramiento, ha sido determinada empíricamente para diversas litologías (Sclater y Christie, 1980; Schmoker y Halley, 1982; Bond *et al.*, 1983). Para sedimentos no sometidos a sobrepresión se acepta una función exponencial de forma:

$$\theta_n = \theta_o \exp(-Cz) \quad (2)$$

Siendo: z = profundidad actual de enterramiento. C = constante para cada tipo de litología (pendiente de la curva porosidad-profundidad para cada litología).

Siendo la ecuación general de la descompactación (Sclater y Christie, 1980):

$$z'_2 - z'_1 = z_2 - z_1 - \frac{\theta_o}{C} [\exp(-Cz_1) - \exp(-Cz_2)] + \frac{\theta_o}{C} [\exp(-Cz'_1) - \exp(-Cz'_2)] \quad (3)$$

Donde z_2 y z_1 son las profundidades actuales del nivel. z'_2 y z'_1 son las nuevas profundidades a determinar,

siendo z' , la base del nivel anterior previamente descompactado.

La compactación de una unidad tiene una historia compleja afectada por múltiples parámetros. La litología (la compactación de una arenisca lítica es diferente a la compactación de una cuarzoarenita), sobrepresión, cementación temprana (el cambio en la porosidad no es debido entonces a compactación), diagénesis, etc., son factores que deberían ser considerados cuidadosamente antes de efectuar la corrección debida a compactación. Una discusión sobre estos problemas puede encontrarse en Gallagher (1989).

Existen diferentes procedimientos matemáticos para efectuar la descompactación (ver Angevine *et al.*, 1990; Allen y Allen, 1990), con diferencias hasta del 3% del espesor calculado, dependiendo del método empleado. La manera más correcta de realizar el cálculo sería emplear la ecuación general de la descompactación (3), propuesta por Sclater y Christie (1980), pero según Angevine *et al.* (1990) si el objetivo final es estimar la curva de subsidencia tectónica y se emplean unidades con un espesor menor 100 m, es posible usar la siguiente técnica (para series no sometidas a sobrepresión):

Tras construir la columna estratigráfica básica, que debe contener la litología general, espesor y profundidad en su caso de cada unidad, se calcula la porosidad actual en el punto medio para cada una de ellas. Esta porosidad debe ser obtenida de diagráffias ("*Sonic*", "*Neutron*" o "*Density*"), si la columna estratigráfica corresponde a un sondeo o puede ser calculada mediante análisis petrológico, gráficas porosidad-profundidad (Sclater y Christie, 1980; Schmoker y Halley, 1982; Bond *et al.*, 1983) o mediante la ecuación (2), en series de superficie. En este último caso los valores obtenidos deben ser contrastados con los valores de porosidad de sondeos próximos.

Se elimina a continuación la unidad superior y se recalculan para cada una de las unidades restantes, la nueva profundidad y en función de esta, su nueva porosidad. El nuevo espesor se determina aplicando (1) ó (3). Se crea de esta manera una nueva columna con una unidad menos y espesores mayores para las restantes.

A continuación, se elimina la siguiente unidad y se recalculan de nuevo todos los valores. En cada uno de los pasos se vuelve *siempre* a la columna inicial. Se obtiene así el espesor descompactado de las sucesivas unidades en el techo de la secuencia, pudiendo al final recomponer de nuevo la secuencia estratigráfica con los espesores descompactados.

2.1.2. Correcciones paleobatimétricas y eustáticas

Ya que todas las profundidades se encuentran referidas a un "datum" fijo (normalmente el nivel actual del mar), es necesario corregir la diferencia de altura entre la superficie deposicional durante la sedimentación y el "datum". Además, es también necesario considerar que los cambios en el paleonivel de mar con respecto al "datum" actual, pueden conducir a errores en el cálculo de la historia de la subsidencia de la cuenca. La aproximación usada con mayor frecuencia, consiste en asignar "barras de

error", con el margen de variación de la profundidad de la lámina de agua (por ejemplo + ó - 1%) que se aplican alrededor del punto representativo de la unidad. Sin embargo, cuando se trata de sedimentos marinos someros (llanuras mareales, plataformas someras, etc.), la mayoría de los autores consideran batimetría cero. Esto evidentemente introduce otro nuevo grado de error.

La elección de la escala paleobatimétrica adecuada y la forma de calibrarla ofrece grandes dificultades. Cuando se trata de series continentales la determinación de la paleoelevación es prácticamente imposible en muchos casos. En ocasiones, es posible realizar un cálculo de las paleopendientes de los sistemas fluviales, así como estimar la distancia desde la cabecera a la línea de costa.

2.1.3. Construcción de diagramas geohistóricos

El siguiente paso sería la representación gráfica de la nueva curva de acumulación de sedimentos (con espesores descompactados), respecto al tiempo, obteniendo por tanto una representación gráfica del movimiento vertical del basamento. Una vez obtenida la curva, sólo es necesario efectuar la corrección paleobatimétrica de cada unidad. Hay que destacar, que durante el período de tiempo representado por las discontinuidades no se produce registro de la subsidencia o levantamiento. En función de la paleobatimetría de los sedimentos situados sobre y bajo la discontinuidad, así como de la información acerca de las fluctuaciones eustáticas, es posible hacer una estimación de la subsidencia en ese tiempo. Las variaciones eustáticas del nivel del mar, pueden a su vez ser determinadas mediante comparación de la curva de subsidencia obtenida con las curvas de subsidencia de otras áreas. El objeto de la comparación es determinar si se producen cambios de igual magnitud y edad en las curvas de distintas cuencas para el mismo período de tiempo. Estos cambios en las curvas podrían ser atribuidos entonces a variaciones eustáticas.

2.2. Cálculo de la subsidencia tectónica ("backstripping")

A la curva de subsidencia total obtenida mediante el análisis geohistórico, contribuyen todos los factores que afectan a la subsidencia de la cuenca: a - Subsidencia tectónica ("total", compuesta por una subsidencia inicial mecánica y subsidencia térmica). b - Carga de sedimentos. c - Variaciones del nivel del mar.

Si lo que interesa es obtener datos sobre procesos tectónicos y/o las variaciones del nivel del mar, puede eliminarse el efecto causado en la subsidencia por la carga de sedimentos. La técnica utilizada para eliminar el efecto de la carga sedimentaria en la subsidencia total y obtener la contribución tectónica, es el desmantelamiento ("*backstripping*").

La distinta contribución a la subsidencia total de la carga de sedimentos y de la subsidencia tectónica, depende de la respuesta isostática de la litosfera. Para este propósito, pueden considerarse dos tipos de modelos isostáticos: a - Modelo de compensación isostática local ("*Airy*"). b - Modelo de flexura regional.

La forma de realizar el "backstripping" será distinta según el modelo isostático que se adopte. Lo que Angevine et al. (1990) denomina "backstripping" isostático local ("Airy"), frente al "backstripping" isostático regional (flexural), ofrece como principales ventajas su relativa sencillez de cálculo y un menor número de datos para su realización. Según Steckler y Watts (1978), si el espesor estratigráfico permanece constante en un ámbito regional amplio, los resultados obtenidos mediante ambos métodos son similares.

2.2.1. "Backstripping" isostático local

La aproximación más sencilla para eliminar el efecto de la carga sedimentaria, es el uso de un modelo isostático local simple, donde el sedimento que rellena la cuenca reemplaza una columna de agua según la siguiente ecuación:

$$Z = S \frac{\sigma_m - \sigma_s}{\sigma_m - \sigma_w} + (Wdi \pm \Delta Sli \frac{\sigma_m}{\sigma_m - \sigma_w}) \quad (4)$$

Donde: Z = cantidad de subsidencia tectónica, o de otro modo, profundidad del horizonte a determinar con respecto al nivel del mar. σ_m , σ_w , σ_s , = densidades del manto, agua y columna de sedimentos respectivamente. En las cuencas subaéreas se reemplaza el valor de la densidad del agua por la densidad del aire, 0. S = espesor total de la columna estratigráfica una vez efectuada la corrección de compactación. Wdi = variación del nivel del mar, cuando esta es a "priori" desconocida (profundidad del agua por unidad estratigráfica i). Si la magnitud de la variación es conocida, adquiere el valor de:

$$Wdi \pm \Delta Sli \quad (5)$$

Siendo el incremento de Sli positivo para elevaciones y negativo para descensos del nivel del mar.

Todos los términos de (4) son conocidos a excepción de la densidad del sedimento (σ_s). Dado que σ_s depende de la porosidad y de la densidad de granos del sedimento, variará con los cambios en el espesor de la columna estratigráfica debidos a compactación. Según Steckler y Watts (1978), σ_s debe ser calculada después de la sedimentación de cada unidad mediante:

$$\sigma_{si} = \frac{\sum_{j=1}^i [\theta_j \sigma_w + (1 - \theta_j) \sigma_g] E_j}{S} \quad (6)$$

En la que θ_j = porosidad de la unidad j. σ_w = densidad del agua. σ_g = densidad del sedimento. S = espesor total de la columna descompactada. E_j = espesor descompactado de la unidad j. σ_{si} = densidad de la columna de sedimentos, compuesta de i unidades

Los valores de densidad de granos, porosidad máxima en superficie y del factor C, se establecieron empíricamente (Sclater y Christie, 1980; Schmoker y Halley, 1982) (fig. 3B).

El programa "Subside" empleado en este trabajo para el cálculo de la subsidencia tectónica utiliza este modelo de balance isostático local ("Airy"), basando los cálculos en el primero de los términos de la ecuación (4)

$$Z = S \frac{\sigma_m - \sigma_s}{\sigma_m - \sigma_w} \quad (7)$$

El programa no realiza correcciones paleobatimétricas (Wd) ni las debidas a las variaciones del nivel del mar (ΔSli). Si se desea efectuar esta clase de correcciones, se deben realizar sobre los valores obtenidos tras aplicar "Subside".

Hay que destacar que el programa "Subside" considera los valores σ_m (3,3 g/cm³) y σ_w (1,03 g/cm³, densidad del agua del mar) como valores fijos. Esto presupone partir de unas condiciones de la cuenca predeterminadas, tanto de litosfera como de condiciones de sedimentación (subacuática marina).

El conocer las condiciones y limitaciones del programa que se emplea para el cálculo del "backstripping", permite tener una idea del error de cálculo que se comete y por tanto considerar ese error al analizar los resultados. Por ejemplo, el programa "Subside" en el caso de una cuenca subaérea donde $\sigma_w = 0$, calcularía $\sigma_m - \sigma_w = 2,3$ g/cm³ en vez de $\sigma_m - 0 = 3,3$ g/cm³, lo que afectaría de forma clara al valor total de la subsidencia tectónica.

Los valores de subsidencia tectónica obtenidos, contienen pues una serie de errores de distinta naturaleza que deben ser considerados y evaluados al analizar dichos resultados.

Por último señalar que este modelo de compensación isostática local, es aplicable solamente en las etapas iniciales de cuencas tipo "rift" o bien como señalamos antes, en cuencas donde no existe variación de espesor en grandes distancias.

2.2.2. "Backstripping" flexural

Frecuentemente, la subsidencia tectónica calculada en ó cerca del eje de la cuenca, asumiendo un modelo de balance isostático local, es considerablemente menor que la subsidencia tectónica real. Para áreas distales, la curva predice la existencia de subsidencia en lugares donde esta no se produce. El modelo de "backstripping" flexural, permite para determinados comportamientos mecánicos de la litosfera, una mejor estimación de la subsidencia tectónica. Hay que señalar sin embargo, que el "backstripping" flexural es una técnica aun no muy desarrollada, ya que el grado de conocimiento sobre la reología de la litosfera continental, es pequeño.

Al adoptar un mecanismo de balance isostático regional por flexura, se presupone que la litosfera posee una capacidad de estiramiento finita y por tanto es relativamente rígida. Al emplazar una carga sedimentaria sobre la litosfera, se origina una curvatura en la placa. El manto subyacente es desplazado y siguiendo el principio de Arquímedes la placa curvada "flota" por el peso del manto desplazado. El área localizada bajo la carga, es sostenida por el estiramiento de la litosfera circundante y esta, a su vez, es mantenida por el peso de la carga sedimentaria próxima. El resultado es el balance isostático regional del área afectada por flexura.

La forma y tamaño de la cuenca, dependerá de la rigidez de la litosfera. Cuanto más rígida sea esta, más amplia y somera será la cuenca. A una menor rigidez, corres-

ponden cuencas más estrechas y profundas. Situando la misma carga sedimentaria sobre placas con diferente rigidez, obtendremos cuencas de similar volumen pero de diferente geometría.

La subsidencia tectónica será pues, función de la deflexión de la litosfera bajo la carga sedimentaria. Las implicaciones de la distribución y punto de aplicación de la carga en el modelo flexural, han sido ampliamente revisadas por Angevine *et al.* (1990).

Allen y Allen (1990), siguiendo a Bond y Kominz (1984), consideran que la respuesta del basamento adopta una función de tipo sinusoidal, que varía entre 0 y 1 dependiendo del grado de compensación de la carga. Si la longitud de onda es muy pequeña, no se aprecia deflexión de la litosfera, presentando esta un comportamiento rígido bajo la carga. Pero si la longitud de onda es amplia, la litosfera parece no presentar rigidez y la carga sedimentaria parece estar en equilibrio hidrostático. El grado de compensación de la carga, (ζ), es la relación existente entre la deflexión real y la deflexión máxima "Airy" o hidrostática.

$$\zeta = \frac{(\sigma_m - \sigma_s)}{\sigma_m - \sigma_s + \frac{D}{g} (2\pi/\lambda)^4} \quad (8)$$

Donde: $(2\pi/\lambda)$ es una función sinusoidal periódica, denominada en muchos casos número de onda (Watts, 1988). D = rigidez flexural de la litosfera. g = aceleración de la gravedad

Así pues, la subsidencia tectónica según un balance regional flexural, mediante una función sinusoidal, quedará (Allen y Allen, 1990):

$$Z = \zeta \left[S \left(\frac{\sigma_m - \sigma_s}{\sigma_m - \sigma_w} \right) - \Delta Sli \left(\frac{\sigma_w}{\sigma_m - \sigma_w} \right) \right] + (Wdi - \Delta Sli \frac{\sigma_m}{\sigma_m - \sigma_w}) \quad (9)$$

La estimación correcta del valor de ζ es de gran dificultad y pequeñas diferencias en cuanto a su valor, producen grandes diferencias en el resultado final.

2.2.3. Construcción de la curva de "backstripping"

De las dos posibles técnicas para realizar el "backstripping", balance regional flexural o balance isostático regional ("Airy"), se ha empleado esta última en la que se basa el programa "Subside" para realizar los cálculos. La técnica tiene como principales ventajas su mayor simplicidad de cálculo, además de la existencia de programas para PCs como el empleado, menor número de datos a emplear, y una mayor sencillez en cuanto al modelo de la litosfera. Por otra parte, se acepta que en la etapa inicial de la extensión, el modelo isostático local predice correctamente la curva de subsidencia. En el área que aquí se estudia, esta etapa inicial debe producirse durante el Triásico. Este método "a priori" parece ser válido en este caso.

Tras realizar el análisis geohistórico, se habrá obtenido la curva de subsidencia total y una serie de datos como son, el espesor total (descompactado) de la columna estratigráfica, además del espesor descompactado y la po-

rosidad de cada unidad. Aplicando a estos datos directamente las ecuaciones (4) y (6), se obtiene la curva de subsidencia tectónica.

La representación gráfica de la curva de subsidencia total (movimiento vertical del basamento) y especialmente de la curva obtenida mediante "backstripping" son de gran utilidad a la hora de interpretar los mecanismos de subsidencia, estimación del factor de extensión β (longitud inicial de la corteza/longitud final), el tiempo para el cual esta se produjo, así como las posibles variaciones del nivel del mar.

Hay que recordar que los modelos cuantitativos en cuencas sedimentarias intracratónicas, han sido desarrollados según la respuesta de la litosfera a movimientos extensionales simples. Siguiendo a McKenzie (1978), tal extensión produce dos fases diferenciadas en el desarrollo de la cuenca:

– Fase de subsidencia inicial. Durante esta fase la subsidencia es rápida y está relacionada con el "rifting" de la corteza y el adelgazamiento de la litosfera situada por debajo de la misma. Es la denominada también fase activa (Karner *et al.*, 1987).

– Fase de subsidencia térmica. La subsidencia adopta una forma exponencial negativa, se asociada con el enfriamiento conductivo de la litosfera, es denominada también fase pasiva.

Sin embargo, numerosas cuencas no se ajustan a este modelo simple, sino que presentan una historia de "rifting" polifásico, caracterizado por la existencia de episodios donde se reanuda la subsidencia. Frecuentemente, esta subsidencia renovada, es rápida y se encuentra seguida a veces por una pequeña subsidencia térmica.

El intervalo de "rifting", se estima a partir de la mayor ruptura en la tendencia de la subsidencia, ruptura que representa la transición "rifting"-enfriamiento (Mutter *et al.*, 1985).

Una complejidad más a considerar, es que no todas las fases puntuales de subsidencia son necesariamente generadas por un "re-rifting" de la corteza. Por ejemplo, una complejidad mayor en el desarrollo de la misma, es la inversión de la cuenca. Por este proceso, los depocéntricos se transforman en altos estructurales. La inversión estructural es consecuencia de una compresión o transpresión generalizada que actúa a lo largo de las mismas fallas que facilitan la iniciación de la cuenca. Esta inversión estructural, introduce en la subsidencia de la cuenca un mecanismo adicional, que sí es el caso, debe ser considerado.

2.3. Subsidencia Térmica

Siguiendo el modelo de extensión simple de McKenzie (1978), la subsidencia tectónica puede ser descompuesta en una etapa de subsidencia inicial (o subsidencia activa), controlada por fallas y dependiente del espesor inicial de la corteza y de la cantidad de extensión, y otra a largo plazo de subsidencia térmica. La subsidencia térmica se origina por el descenso de las isothermas de la litosfera desde la posición "pre-rift". Esta subsidencia depende sólo de la cantidad de extensión.

La subsidencia tectónica "total" será igual a la suma de las subsidencias inicial y térmica.

$$S(t) = S_i + S_T(t) \quad (10)$$

Aunque el modelo de McKenzie (1978), permite el cálculo de la subsidencia inicial y la subsidencia térmica (así como estimar la extensión cortical, β , a partir de esta última curva), los resultados obtenidos difícilmente se corresponden con la realidad en la mayoría de las cuencas. En general, mientras que la extensión cortical y la subsidencia inicial son generalmente menores o equivalentes a la predicción del modelo, la subsidencia térmica es mucho mayor.

Sin embargo, el modelo de extensión uniforme (McKenzie, 1978), es aproximado según Allen y Allen (1990), si el espesor elástico equivalente varía a lo largo de la cuenca, entonces β se incrementa hacia el eje de la misma produciendo su ampliación. Por otra parte la transferencia lateral de calor origina enfriamiento en la parte central (que ha sufrido gran extensión) y un calentamiento en los flancos, a consecuencia del cual, se produce una anomalía térmica que se refleja como un arqueamiento de la corteza ("bulge"). De esta forma se produce competencia entre la subsidencia flexural y el "bulge" térmico. Desde el punto de vista global de la cuenca, el efecto de la variación de β y el flujo lateral térmico pueden anularse, dando lugar a un modelo similar al de McKenzie (1978).

De cualquier forma, el modelo de extensión uniforme es el punto de partida para modelos posteriores, donde ya se consideran la conducción lateral del calor, la tasa de extensión finita (Jarvis y McKenzie, 1980), y extensión no uniforme (Royden y Keen, 1980), bien como extensión discontinua en profundidad (Hellinger y Sclater, 1983) o como extensión continua en profundidad (Rowley y Sahagian, 1986).

3. ANALISIS CUANTITATIVO DE LA SUBSIDENCIA EN EL SECTOR CENTRAL DE LA RAMA CASTELLANA DE LA CORDILLERA IBERICA

Los métodos de cuantificación de la subsidencia expuestos hasta ahora, han sido aplicados a tres sectores escogidos de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Sanchez-Moya, 1992). Se ha procedido a realizar el cálculo de los espesores previos a la compactación, de las secciones estratigráficas del Anticlinal de Riba de Santiuste, de Sigüenza y de Molina de Aragón. Además, dado el interés que presenta el borde de cuenca situado en Riba de Santiuste, se han analizado también cinco secciones dentro de este área, donde las relaciones entre la tectónica y la sedimentación son más evidentes. Estos datos sirven de base para cálculos posteriores, tanto de subsidencia, como de evolución de la cuenca.

Antes de analizar los datos obtenidos, conviene hacer una serie de consideraciones, sobre las edades asignadas a las distintas unidades triásicas que componen cada una de las series tipo y del resto de las columnas utilizadas en los cálculos. Se ha situado el límite Pérmico-Triásico, en la base de los conglomerados que constituyen el primer tramo de las facies Buntsandstein en esta región. Aún siendo conscientes de que esto no es rigurosamente exacto, es

la mejor aproximación que puede hacerse en este momento con los datos disponibles. Situar aquí este límite, es de todas formas muy razonable, en función del conocimiento que se tiene hoy día de las edades de las distintas unidades triásicas de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Las correlaciones que pueden realizarse con sectores en los que se han encontrado argumentos paleontológicos (Ramos 1979; Pérez-Arlucea 1985; López 1985; Sánchez-Moya *et al.* 1992), o donde existen estudios paleomagnéticos (Turner *et al.* 1989), indican que este límite, debe encontrarse muy próximo a la base del Buntsandstein, en aquellas áreas donde estas facies están más desarrolladas y son más potentes. Además, en la columna de Riba de Santiuste, no existe el conglomerado donde Ramos (1979), encontró asociaciones palinológicas del Thuringiense (Pérmico superior). Son por tanto, los niveles superiores de los "Conglomerados de la Hoz del Gallo", los que se apoyan directamente sobre el Paleozoico inferior o sobre el Pérmico detrítico rojo que aflora en el área de enlace de la Cordillera Ibérica, con el borde noreste del Sistema Central. En todo caso, esta asignación de edad, no invalida la parte fundamental de las cuantificaciones realizadas, ya que el tiempo sólo es considerado a la hora de establecer tasas y no influye en la magnitud de la subsidencia. En el caso de que la edad del comienzo de los sedimentos del Buntsandstein pudiera ser determinada con mayor precisión, bastará con efectuar una sencilla corrección para el tanto por ciento de roca afectado (con bastante probabilidad muy pequeño).

El resto de las edades triásicas, están basadas en los trabajos de Hernando (1977 a), Sopeña (1979), Ramos (1979), García-Gil (1989) y en la magnetoestratigrafía de Turner *et al.* (1989).

3.1. Columnas tipo

El primer paso para el análisis de la subsidencia, es la elaboración de columnas tipo con litologías, espesores y en lo posible, edades de cada una de las unidades que las componen. Se exponen a continuación, los datos utilizados en la elaboración de las columnas tipo, para cada uno de los sectores considerados.

3.1.1. Riba de Santiuste

La columna estratigráfica general del área de Riba de Santiuste, ha sido compuesta a partir de datos propios y procedentes de la bibliografía. El Paleozoico constituye siempre la base sobre la que se apoya discordante el Triásico.

El Triásico, de tipo Ibérico (Virgili *et al.*, 1983), ha sido dividido según las facies clásicas. El espesor de las facies Buntsandstein empleado, se ha obtenido en una columna levantada en las proximidades de la localidad de Riba de Santiuste (fig. 1). El espesor de las facies Muschelkalk, corresponde a la columna de Riba de Santiuste de García-Gil (1989), mientras que el espesor de las facies Keuper ha sido tomado de Hernando (1977 b).

El espesor de Jurásico proviene de la columna de Si-

güenza (5-1 Imón) según Capote *et al.* (1982). Tras efectuarse los primeros cálculos, se reconsideró este espesor. En principio se había asignado a la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña, un espesor de 40 m (con valores típicos de dolomías en los cálculos). En base a sondeos próximos, especialmente Gormaz-1 (Valdebro, 1958) revisado por Muñoz *et al.* (1992), se concluyó que era razonable suponer un espesor mayor de Carniolas (130 m), ya que la anhidrita en superficie se disuelve y el espesor en afloramiento es, sin duda, menor que el espesor de la unidad en el momento de su sedimentación. En este caso los parámetros litológicos empleados, fueron: densidad de la anhidrita (2,98 g/cm³), porosidad inicial próxima a 0 y coeficiente C igualmente próximo a 0. Esta nueva columna estratigráfica ha sido la empleada en el resto de los cálculos.

Para el Cretácico, se emplearon los datos de Sopena (1973), Segura (1982) y García-Quintana (com. oral). Los sedimentos del Terciario parecen no haber tenido casi representación en este área, por su proximidad al paleorreleve que constituía el Sistema Central. Se ha considerado por tanto, un espesor mínimo de Terciario y Cuaternario, en función de los datos disponibles.

3.1.2. Río Arandilla (Molina de Aragón)

Para las facies Buntsandstein y Muschelkalk, se emplearon los datos de Ramos (1979), mientras que los datos sobre las facies Keuper provienen de Pérez-Arlucea (1985). El Jurásico fue compuesto según la columna de Ablanque (5-8 Cortes de Tajuña) de Capote *et al.* (1982), Goy *et al.*, (1976) y de las hojas 1:50.000 n° 513 (Zaorejas) realizada por Adell *et al.*, (1981) y n° 514 (Taravilla) realizada por Lendinez *et al.*, (1981). Los datos de Cretácico corresponden a Segura y Wiedmann (1982). El Terciario se obtuvo de las hojas a escala 1:50.000 n° 513 realizada por Adell *et al.*, (1981) y n° 514 realizada por Lendinez *et al.*, (1981).

3.1.3. Sigüenza

Los datos del Buntsandstein provienen del análisis realizado de los sondeos 44-3 (J.E.N. - Shell, 1978), 36-10 (J.E.N., 1979) y 52-6 (J.E.N., 1980). Los datos de las facies Muschelkalk provienen de las columnas Sienes 1, 2 y 3 de García-Gil (1989). El espesor de Keuper se ha estimado según los datos de áreas próximas.

En el Jurásico se ha utilizado la columna de Sigüenza (5-2 Olmedillas) de Capote *et al.* (1982) y el trabajo de Goy *et al.* (1976). Para el Cretácico se emplearon los datos de Segura y Wiedmann (1982) así como la columna de Sigüenza (La Cabrera 9-8) de Capote *et al.* (1982).

Los datos de Terciario y Cuaternario proviene de la hoja a escala 1:50.000 n° 461 (Sigüenza) realizada por Adell *et al.* (1981).

3.2. Análisis geohistórico y descompactación

Aún cuando es posible obtener una curva de subsi-

dencia tectónica a partir de los datos de espesores actuales, el efectuar la corrección de la compactación permite obtener en general unos resultados más próximos a la subsidencia tectónica "real". Igualmente, en el cálculo de la tasa de sedimentación, se obtendrán valores más correctos cuanto más lo sea el espesor de sedimentos considerado.

En el apartado 2.1. se resumieron los fundamentos geológicos del método, así como la forma de obtener el espesor descompactado de un nivel. La figura 4 es un ejemplo de la aplicación del método a la parte superior de la columna estratigráfica general de Riba de Santiuste. Se muestra la forma de obtener los sucesivos espesores y porosidades. El proceso debe repetirse hasta la obtención de la columna descompactada. Se ha realizado en su totalidad para esta columna, aunque no se incluye aquí por su extensión.

El efectuar el proceso de descompactación, requiere un amplio volumen de cálculos, que si bien son sencillos de realizar, representan un tiempo considerable. Otra opción, es el uso de programas para ordenador que reducen considerablemente el tiempo empleado. El programa "Subside" de Hsui (1989) empleado en este trabajo genera un archivo de datos a partir del cual es posible determinar el espesor de cualquier nivel en cualquiera de los pasos.

Además de los datos necesarios para efectuar los cálculos de descompactación, el programa necesita la edad de base y techo de cada nivel. Estos datos de edad son empleados por el programa para la representación gráfica de las curvas y el cálculo de tasas de subsidencia.

Dado que nuestro interés se centra en determinar el espesor real de las facies Buntsandstein y en obtener las curvas de subsidencia, no se han representado los sucesivos cambios de espesor de cada nivel estratigráfico, ya que esto dificulta notablemente la rápida lectura de las curvas. Únicamente, se dibujan las curvas acumulativas de sedimentos compactados y la inicial o total tras la descompactación.

El área de Riba de Santiuste se considera de especial interés por la existencia de discontinuidades estratigráficas en el interior de las facies Buntsandstein (fig. 2) por lo que se efectuaron cálculos para una serie de columnas próximas. El criterio de selección, fue su posición, sobre umbrales del basamento Paleozoico o sobre zonas de máxima acumulación de sedimentos. Al tratarse de un área pequeña (10 km de largo), y según lo observado en campo, las posibles variaciones en el espesor y edad de los materiales situados estratigráficamente por encima de las facies Buntsandstein, parecen poco significativas para este tipo de cuantificación. Así pues, las columnas presentan los mismos valores a partir de las facies Muschelkalk, variando en cada caso el espesor de las facies Buntsandstein. En la figura 1 se muestra la localización de las columnas estratigráficas sintéticas empleadas.

En las figuras 5, 6, 7, 8 y 9 se muestran las curvas obtenidas para el sector de Riba de Santiuste. Como se aprecia, se observan diferencias, no sólo en el valor de la curva de acumulación de sedimentos total, sino también en la forma de la misma. Este último dato podría ser una primera confirmación de la asimetría de la cuenca. El análisis de la subsidencia requiere aún otros datos, para poder afirmar la existencia de variaciones en la distribución de la misma.

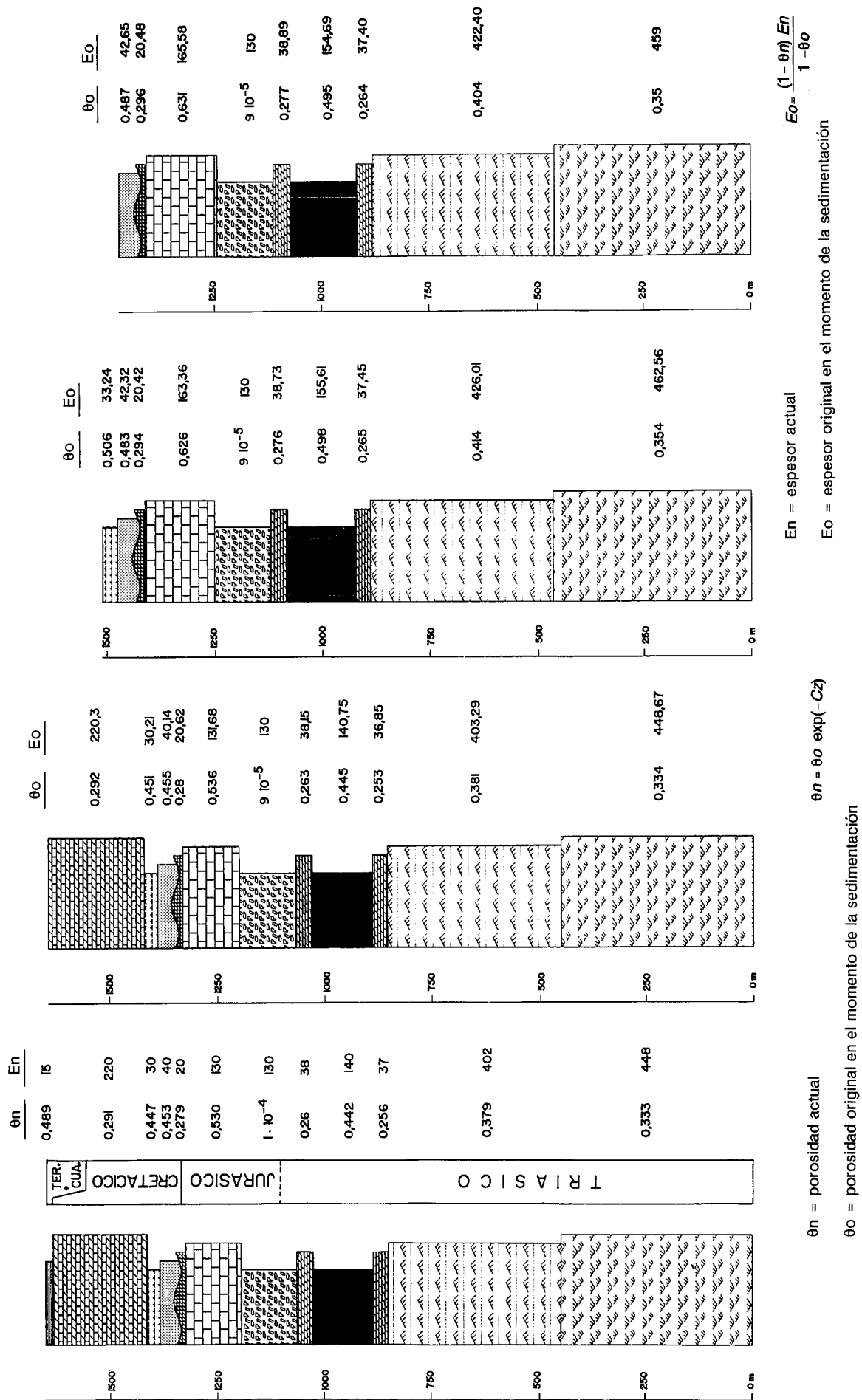


Fig. 4.-Corrección de la compactación para los niveles superiores de la columna de Riba de Santiuiste.
Fig. 4.-Compaction correction for the upper part of Riba de Santiuiste section

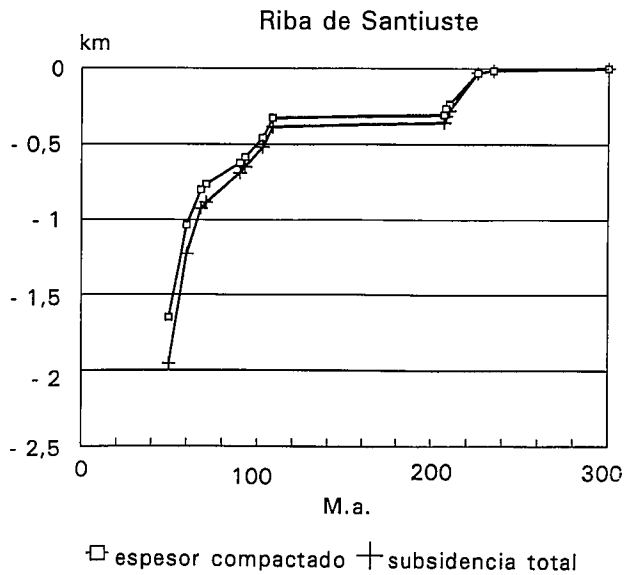


Fig. 5.—Curvas de subsidencia total (espesor descompactado) y espesor compactado (actual) de la columna de Riba de Santiuste.

Fig. 5.—Total subsidence (uncompacted thickness) and present thickness curves for Riba de Santiuste section.

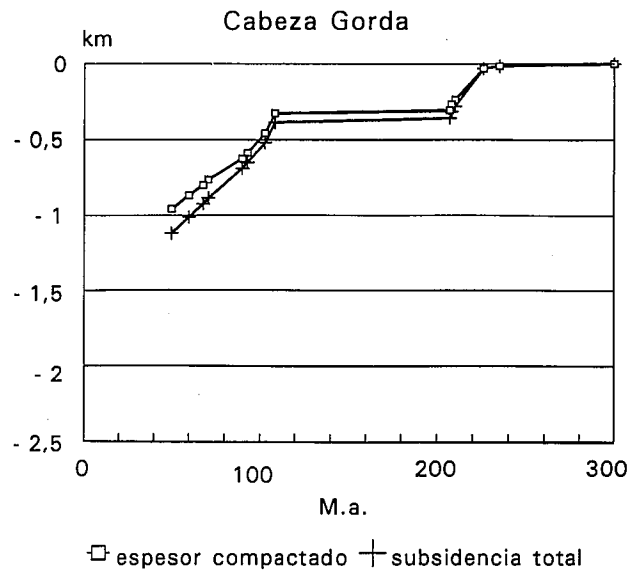


Fig. 6.—Curvas de subsidencia total (espesor descompactado) y espesor compactado (actual) de la columna de Cabeza Gorda.

Fig. 6.—Total subsidence (uncompacted thickness) and present thickness curves for Cabeza Gorda section

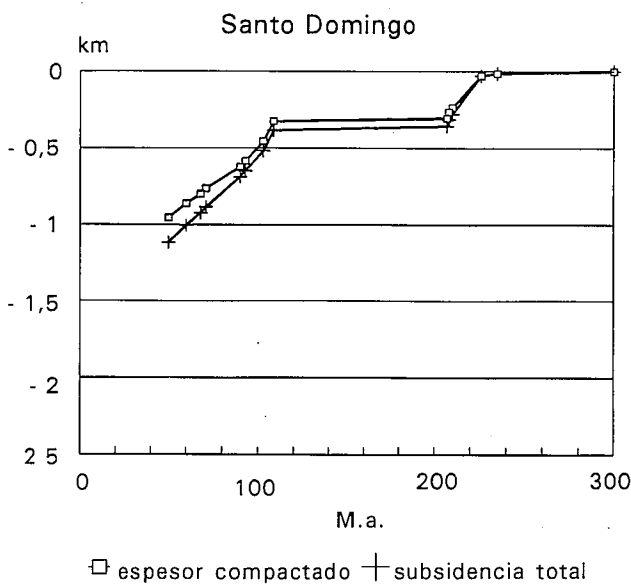


Fig. 7.—Curvas de subsidencia total (espesor descompactado) y espesor compactado (actual) de la columna de Sto. Domingo.

Fig. 7.—Total subsidence (uncompacted thickness) and present thickness curves for Sto. Domingo section

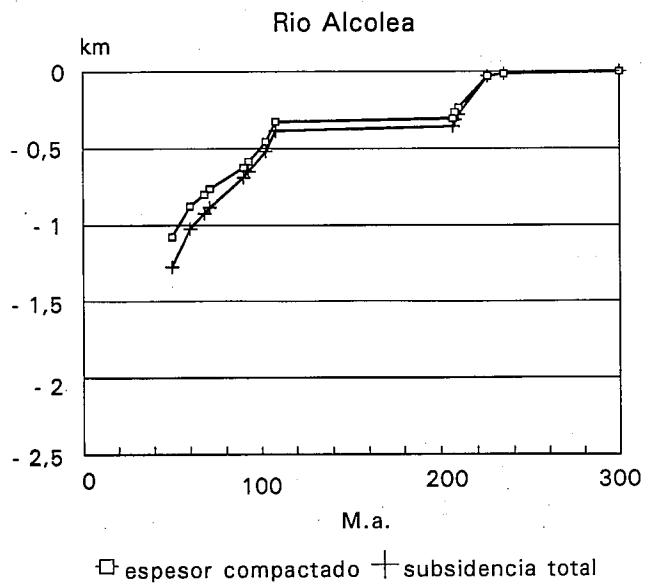


Fig. 8.—Curvas de subsidencia total (espesor descompactado) y espesor compactado (actual) de la columna de Río Alcolea-2.

Fig. 8.—Total subsidence (uncompacted thickness) and present thickness curves for Río Alcolea-2 section

Las curvas obtenidas para Sigüenza (fig. 10), presentan valores y geometría muy semejantes a las curvas de la columna de Riba de Santiuste (fig. 5). La diferencia de valor observado en esta última columna, entre el espesor inicial de sedimentos en facies Buntsandstein y el obtenido en Sigüenza, puede ser debido al número de tramos considerados.

En el área central de la cuenca, Molina de Aragón, las curvas muestran diferencias mucho más acusadas (fig. 11). El espesor acumulado es mayor y la diferencia entre las curvas mucho más clara; la geometría de las curvas es por tanto diferente a las del sector NO de la cuenca.

3.3. Cálculo de la subsidencia tectónica ("Backstripping")

Como ya se ha explicado, el efecto del peso de la carga sedimentaria, debe ser eliminado para obtener la curva de la parte de la subsidencia total que responde a los procesos mecano-térmicos, que controlan la cuenca. Al realizar el "backstripping", se simula que los sedimentos son progresivamente eliminados, permitiendo el rebote isostático del basamento (generalmente usando un modelo de isostasia local), que se representa gráficamente.

Los cálculos del "backstripping" han sido también

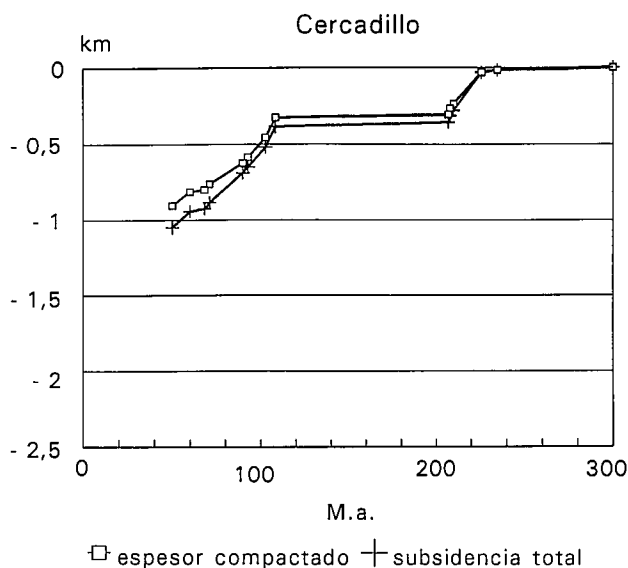


Fig. 9.—Curvas de subsidencia total (espesor descompactado) y espesor compactado (actual) de la columna de Cercadillo.

Fig. 9.—Total subsidence (uncompacted thickness) and present thickness curves for Cercadillo section

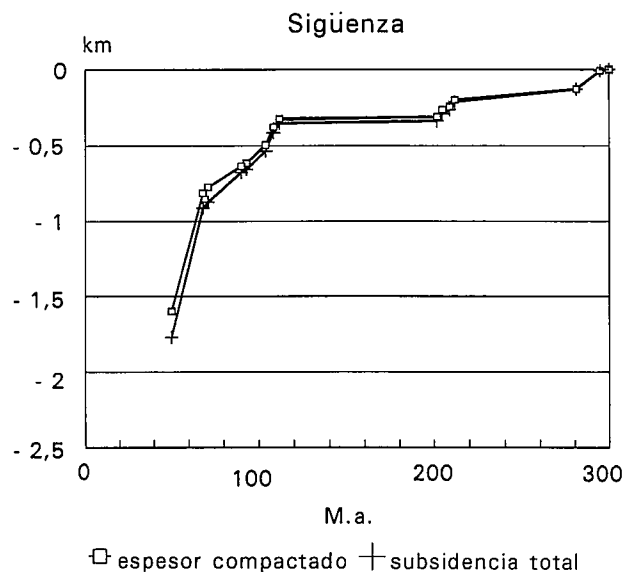


Fig. 10.—Curvas de subsidencia total (espesor descompactado) y espesor compactado (actual) de la columna de Sigüenza.

Fig. 10.—Total subsidence (uncompacted thickness) and present thickness curves for Sigüenza section

realizados con el programa "Subside" (Hsui, 1989), y por tanto como ya se ha indicado se asumen un modelo de compensación isostática local ("Airy") y una densidad del manto (σ_m) de $3,3 \text{ g/c}^3$, así como $\sigma_w = 1,03 \text{ g/c}^3$. Hay que señalar también que no se efectuaron correcciones paleobatimétricas, eustáticas o efectos de la erosión.

Dado que las columnas litológicas del área de estudio presentan un alto contenido en sales dentro de las facies Keuper, las curvas de "backstripping" obtenidas muestran una "anomalía" característica. Tal "anomalía" consiste en una elevación de la curva, más o menos importante según la potencia del nivel con sales de cada punto. Estas elevaciones en la curva de subsidencia tectónica parecen corresponder a parámetros litológicos (porosidad nula o muy baja y compactación igualmente pequeña) típicos de las sales, más que a procesos tectónicos.

Dado que todas las curvas obtenidas para el Anticlinal de Riba de Santiuste presentan una parte común (desde el límite inferior de las facies Muschelkalk al final de la gráfica), se analiza primero brevemente la subsidencia tectónica en esta área, después la de Sigüenza y por último la de Molina de Aragón (Río Arandilla).

En el anticlinal de Riba de Santiuste, (figs. 12, 13 y 14), la primera parte de la curva de subsidencia tectónica (hasta aproximadamente los 229 millones de años), presenta una fuerte pendiente, más acusada en el último tramo que se interpreta como un primer episodio de extensión y apertura de la cuenca. Posteriormente, la curva se suaviza (a partir de los 229 millones de años) y se hace asintótica al eje de tiempo, correspondiendo a la etapa de subsidencia térmica de la cuenca. El cambio en la modalidad de subsidencia, se produciría durante el Karniense. Todo el intervalo, constituye un primer ciclo similar al primer ciclo de "rifting" propuesto por Alvaro (1987), para la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica en el área de Cañete - Zafrilla. En las Catalánides, Calvet *et al.* (1990) observan también este primer ciclo ligado al mismo régimen tectónico extensional.

Entre el Pliesbaquiense medio-superior y el Cenomaniense medio, no existe registro sedimentario en este área. Las curvas de subsidencia total y tectónica, se disponen paralelas al eje tiempo. De acuerdo con Alvaro *et al.* (1979), la rotación de Iberia, iniciada en el Jurásico superior y completada durante el Neocomiense y el Barremiense, así como la tectónica extensional eocretácica, provocaron que la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, sufriera no sólo la elevación general del área (común a toda la Cordillera Ibérica), sino también una activa tectónica de bloques. Al igual que Alvaro (1987), pensamos que estas pudieron ser las causas de la falta de registro. Este registro, en el área de Cañete - Zafrilla, se reanuda a partir del Barremiense (Alvaro, 1987), mientras que en borde de la cuenca que aquí se estudia, esto no se produciría hasta en Cenomaniense medio.

Si seguimos analizando la curva, parece existir un segundo ciclo, con un pequeño tramo inicial de alta pendiente (desde la discordancia situada en la base de la Formación Utrillas hasta el Cenomaniense superior), seguido rápidamente de un intervalo de baja inclinación que se prolonga hasta el final de la curva. El conjunto representa un nuevo ciclo de "rifting" - subsidencia térmica, posiblemente relacionado con la tectónica extensional eocretácica y la posterior fase térmica. Este segundo ciclo, es también semejante al reconocido por Alvaro (1987) para el área de Cañete - Zafrilla, donde el cambio en la pauta de la subsidencia se produce en el Albiense medio.

En el Maestrazgo (área de Salzedella), Salas (1991) determina la existencia de tres ciclos "rifting"-subsidencia térmica. De estos ciclos, el primero y el último, Pérmico superior-Oxfordiense y Barremiense-Senoniense, respectivamente, serían equivalentes a los ciclos de Alvaro (1987) y a los reconocidos en el presente trabajo, en el ámbito de la Cordillera Ibérica. El segundo de los ciclos de Salas (1991), Kimmeridgiense-Hauteriviense no ha sido reconocido en la Cordillera Ibérica, ya que como se ha se-

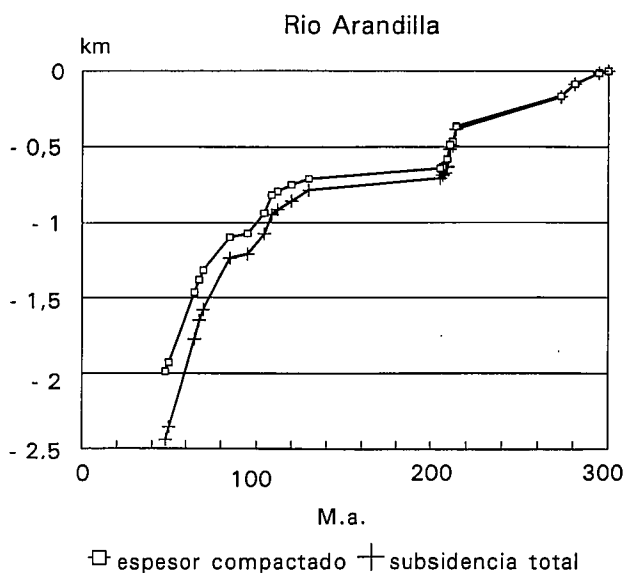


Fig. 11.—Curvas de subsidencia total (espesor descompactado) y espesor compactado (actual) de la columna de Río Arandilla.
Fig. 11.—Total subsidence (uncompacted thickness) and present thickness curves for Río Arandilla section

ñalado anteriormente no existe registro sedimentario para este tiempo.

La curva obtenida en el área de Sigüenza, muestra gran similitud con las curvas del Anticlinal de Riba de Santiuste. En la figura 15, donde se muestra la curva de subsidencia tectónica del basamento, pueden reconocerse los dos ciclos mayores en la misma posición estratigráfica. La geometría de la curva es también muy semejante a las anteriores (ver figs. 13 y 14), salvo quizás la curva de la columna de Riba de Santiuste (fig. 12), que presenta en el intervalo correspondiente a las facies Buntsandstein, una ligera diferencia de estilo. El valor de la curva sin embargo, es con esta última columna con la que muestra una mayor semejanza.

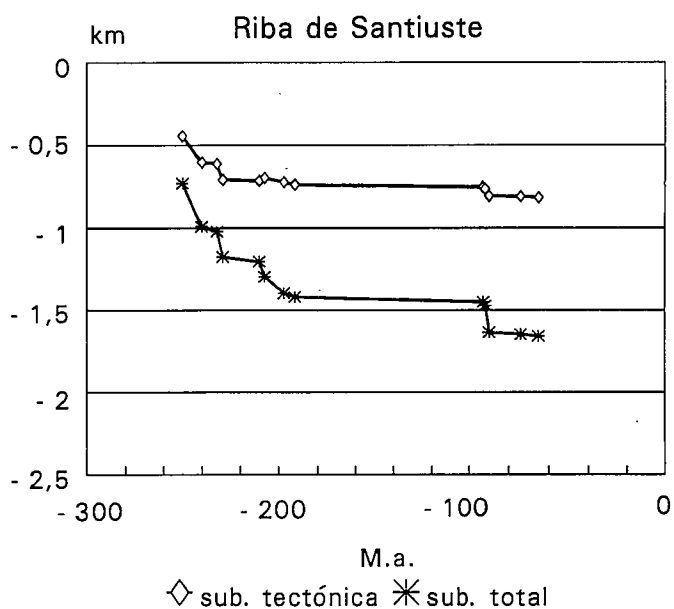


Fig. 12.—Curvas de subsidencia tectónica y subsidencia total en la columna de Riba de Santiuste.
Fig. 12.—Tectonic and total subsidence curves for Riba de Santiuste section

Cabe señalar que en esta curva, (fig. 15), se reconocen mejor que en las anteriores, los dos ciclos mayores asociados a los mismos eventos antes mencionados.

En el centro de la cuenca (columna del Río Arandilla), la curva de subsidencia tectónica presenta más diferencias cuando se compara con la de Riba de Santiuste y Sigüenza que con la de Alvaro (1987) para el área de Cañete - Zafrilla.

La tabla 1 muestra los valores de subsidencia tectónica correspondientes a los dos ciclos mayores, en todas las áreas mencionadas y en el área de Mora de Rubielos - Manzanera (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica). Como se observa, los valores obtenidos por Alvaro (1987) para este último área, son mayores que cualquiera de los

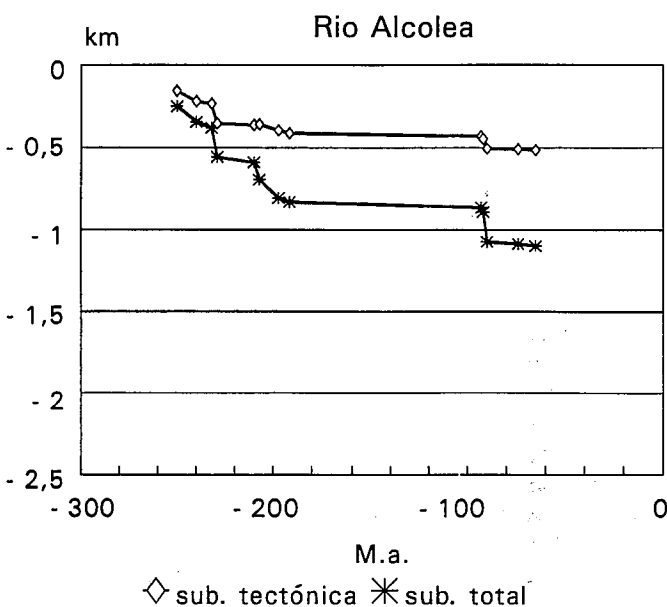


Fig. 13.—Curvas de subsidencia tectónica y subsidencia total en la columna de Río Alcolea-2.

Fig. 13.—Tectonic and total subsidence curves for Río Alcolea-2 section

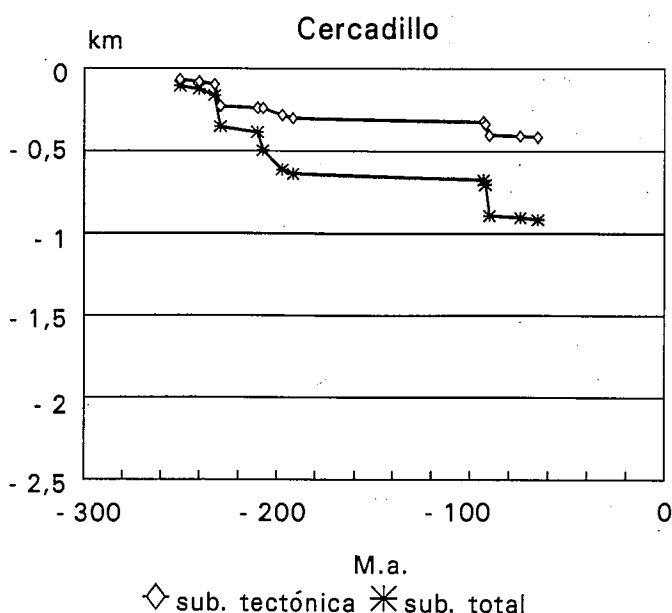


Fig. 14.—Curvas de subsidencia tectónica y subsidencia total en la columna de Cercadillo.

Fig. 14.—Tectonic and total subsidence curves for Cercadillo section.

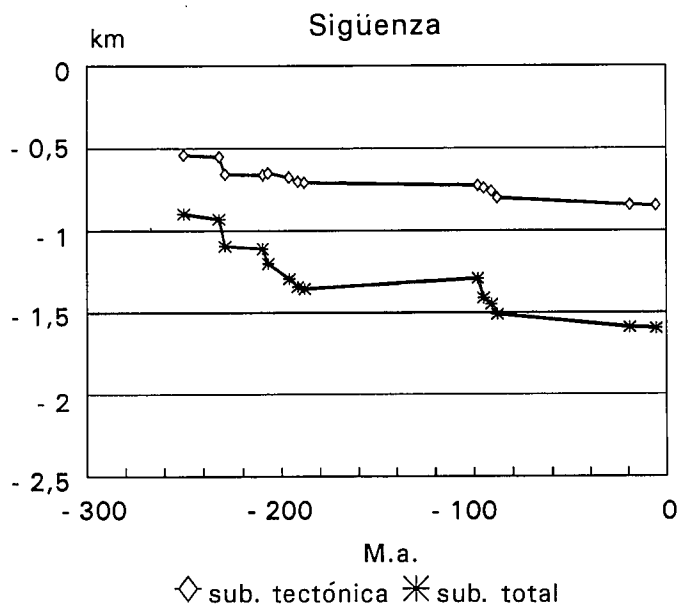


Fig. 15.—Curvas de subsidencia tectónica y subsidencia total en la columna de Sigüenza.

Fig. 15.—Tectonic and total subsidence curves for Sigüenza section

obtenidos en la Rama Castellana. No hay que olvidar además, que Alvaro (1987) obtuvo valores mínimos de subsidencia ya que no realizó descompactaciones.

Para nuestro objetivo, el primer ciclo (Triásico-Jurásico), debe ser analizado más minuciosamente, con el fin de obtener toda la información posible acerca de los mecanismos de iniciación de la cuenca y de su desarrollo.

Para todo el área de Riba de Santiuste (fig. 12) y dentro del primero de los ciclos "rifting"-subsidencia térmica, la fase de subsidencia inicial o "rifting", comprende aproximadamente desde los 250 a los 229 millones de años. Durante esta fase tiene lugar la sedimentación de las facies Buntsandstein, que corresponderían al inicio del ciclo. El valor máximo de la subsidencia durante la sedimentación de las facies Buntsandstein, se registra siempre en el inicio y primera mitad del intervalo de tiempo correspondiente a la sedimentación de las misma. En la gráfica esto se refleja como una mayor pendiente, interpretándose en términos de subsidencia más rápida.

Esta "etapa" de subsidencia rápida dentro de la fase de "rifting", presenta dos geometrías; una característica de la curva de Riba de Santiuste (fig. 12) y una segunda geometría típica del resto de las curvas de este sector de borde (figs. 13 y 14).

Expresado numéricamente y para los distintos puntos dentro del área de Riba de Santiuste, el valor de la subsidencia tectónica durante el tiempo de sedimentación de las facies Buntsandstein (250-232 M.a.) quedaría de la siguiente forma: la subsidencia tectónica a los 250 M.a. representaría el 72% de la subsidencia tectónica registrada en Riba de Santiuste, mientras que en los demás puntos de ese mismo área los valores oscilarían entre el 49% y el 75%.

Del mismo modo el valor de la subsidencia tectónica entre los 250-240 M.a. representa el 98% del total de la subsidencia registrada entre los 250-232 M.a. en Riba de Santiuste, mientras que en otros puntos también de este área el valor es de 89 al 95%.

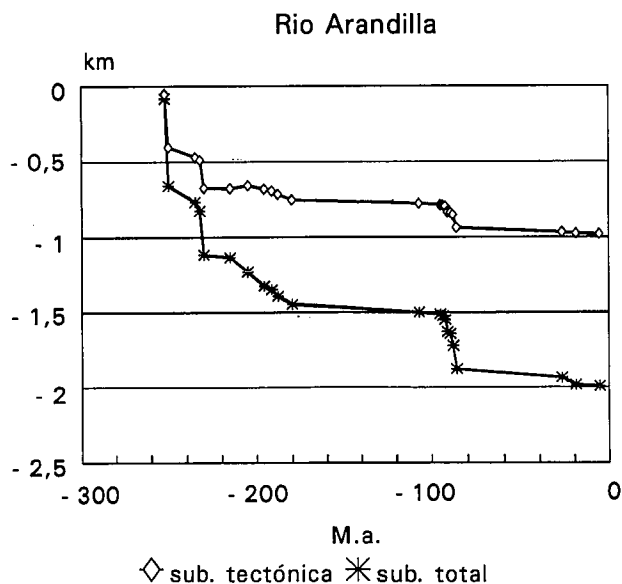
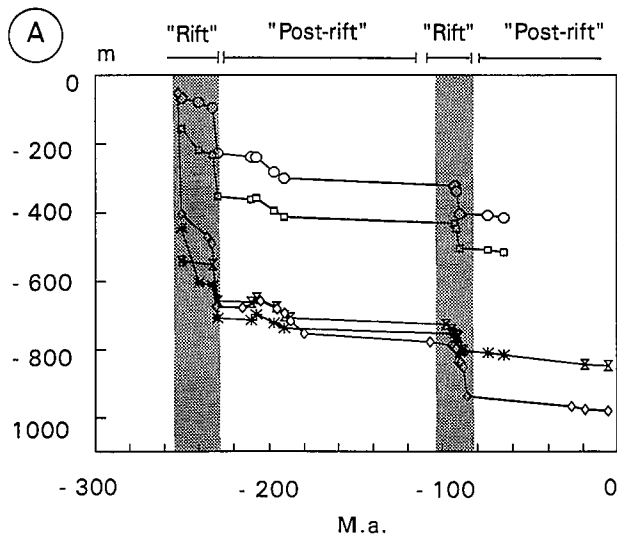


Fig. 16.—Curvas de subsidencia tectónica y subsidencia total en la columna de Río Arandilla.

Fig. 16.—Tectonic and total subsidence curves for Río Arandilla section



◇ Río Arandilla ⊗ Sigüenza * Riba de Santiuste
 □ Río Alcolea ○ Cercadillo

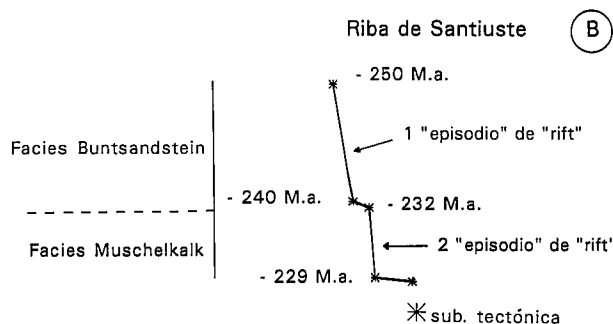


Fig. 17.—A: Curvas de subsidencia tectónica y su relación con las fases de extensión del mesozoico. B: Curva de subsidencia tectónica de Riba de Santiuste durante la primera fase extensional (Triásico-Jurásico) y su relación con los episodios de "rift" de las diferentes facies.

Fig. 17.—A: Tectonic subsidence curves and their relationships with the extensional phases during mesozoic times. B: Schematic graph of tectonic curve from Riba de Santiuste during the first extensional phase showing "rift" and "post-rift" episodes and facies.

TABLA 1. Profundidad tectónica del basamento (metros)

Millones años	250	240	232	229	191	93	91	65
Riba de Santiuste	444	603	611	707	737	752	806	815
Cabeza Gorda	69	126	141	267	334	354	432	444
Río Alcolea	220	281	294	410	465	484	554	564
Santo Domingo	70	123	138	264	332	352	431	442
Cercadillo	68	80	96	226	300	321	402	414
Sigüenza	540	544	551	657	701	792	833	875
Río Arandilla	403	416	489	625	693	750	791	875
ALVARO (1987)	46	136	227	318	409	545	636	682
	(Cañete-Zafrilla Rama Castellana C. I.)							
ALVARO (1987)	20	90	182	272	409	909	1.000	1.182
	(Mora de Rubielos-Manzanera Rama Aragonesa C. I.)							

Con respecto al resto del primer ciclo, cabe señalar que en todas las curvas se aprecia la misma tendencia (aunque distintos valores) en la curva de subsidencia tectónica. Coincidiendo aproximadamente con la sedimentación de las facies Muschelkalk se observa un nuevo incremento (muy acusado), en la pendiente de la curva. El cambio en el régimen de subsidencia, pasando probablemente de la etapa "rifting" a la subsidencia térmica, coincide en todos los casos con el inicio aproximado de la sedimentación de las facies Keuper.

Al comparar este primer ciclo de "rifting" y sus diferentes etapas de subsidencia tectónica, con el régimen de extensión experimentado por los Catalánides durante el Triásico, parecen existir ciertas semejanzas con las dos fases de extensión-subsidencia regional reconocidas por Calvet *et al.* (1990) en los sedimentos triásicos. Según Calvet *et al.* (1990) las etapas de subsidencia activa o "rifting" corresponderían a la sedimentación de las facies Buntsandstein, Muschelkalk medio y Keuper, registrándose subsidencia térmica durante el Muschelkalk inferior y superior. Las dos primeras etapas son equivalentes a las que se pueden observar en cualquiera de las curvas del presente trabajo, si bien las facies no se corresponden exactamente debido a la heterocronía de la sedimentación.

En el sector de Sigüenza, los valores y la curva obtenida para el intervalo de sedimentación de las facies Buntsandstein (fig. 15), muestran una tendencia intermedia entre los obtenidos para el Río Alcolea y Riba de Santiuste. La geometría de la curva es más próxima al estilo de la obtenida para el Río Alcolea, mientras que los valores, se encuentran más próximos a los obtenidos para Riba de Santiuste, aunque son inferiores.

Por último en el Río Arandilla, la inclinación del intervalo de 250 - 232 M.a. (fig. 16), es más acusada que en los casos anteriores, aunque el valor de la subsidencia tectónica es inferior tanto a la obtenida en Sigüenza, como a la de Riba de Santiuste, en el anticlinal del mismo nombre. El tramo de la curva correspondiente al intervalo de tiempo de sedimentación de las facies Muschelkalk, muestra como en los casos anteriores, el mismo incremento en la pendiente con respecto al tramo anterior. El cambio de fa-

se en la subsidencia, coincide así mismo, con el inicio aproximado de las facies Keuper.

En la figura 17A puede observarse la comparación entre las distintas curvas de subsidencia tectónica obtenidas, así como los dos ciclos mesozoicos "rifting"-subsidencia térmica. Se han señalado dentro de cada ciclo la fase "rift" y la fase de subsidencia regional o "postrift" y las distintas fases de subsidencia dentro de los ciclos. En el segmento de curva correspondiente a la primera fase "rift" de Riba de Santiuste (fig. 17B) se han señalado los distintos episodios de subsidencia dentro de la fase de "rifting" así como las facies asociadas a las distintas etapas.

3.4. Estimación de los parámetros de extensión

Para finalizar, compararemos las curvas de subsidencia obtenidas mediante "backstripping" con las curvas de subsidencia determinadas teóricamente, analizando brevemente los resultados. Para ello se ha utilizado el modelo de extensión simple de McKenzie (1978), donde como características de la extensión $\beta = \delta$. El parámetro δ (Royden y Keen, 1980) define la extensión cortical y representa la máxima subsidencia observada asignada de acuerdo con la máxima subsidencia obtenida del "backstripping". Es decir, la extensión se encuentra confinada a la corteza, mientras que la litosfera subyacente mantiene su espesor durante la extensión.

En la figura 18 pueden observarse los resultados obtenidos, tanto para las curvas de "backstripping" del Anticlinal de Riba de Santiuste, como para las áreas de Sigüenza y Molina de Aragón (Río Arandilla).

La valoración de β es siempre difícil, ya que representa una estimación de la cantidad de calor introducido en la subcorteza durante el "rifting". En el modelo original de McKenzie (1978), el "rifting" es instantáneo, por tanto se maximiza el calentamiento de la litosfera subcortical y con ello la magnitud de la subsidencia "post-rift".

Los valores de β , presentan una notable variabilidad, especialmente los obtenidos para el Anticlinal de Riba de Santiuste.

TABLA 2. Factores de extensión β y δ

	1.º ciclo		Total Mesozoico	
	δ	β	δ	β
Riba de Santiuste	1,15	1,13	1,15	1,135
Cabeza Gorda	1,05	1,035	1,07	1,055
Río Alcolea	1,09	1,07	1,09	1,09
Santo Domingo	1,05	1,04	1,06	1,055
Cercadillo	1,045	1,04	1,06	1,05
Sigüenza	1,15	1,12	1,15	1,13
Río Arandilla	1,15	1,12	1,15	1,14

La distribución de β refleja la misma asimetría que ya observamos, por ejemplo con la subsidencia tectónica. Dentro del anticlinal aparecen una serie de áreas, donde alternan valores máximos y mínimos de extensión. Efectuando un corte este-oeste del anticlinal la distribución sería la siguiente:

– Area de máxima extensión ($\beta = 1,13$ para el primer ciclo y $\beta = 1,135$ acumulada para todo el Mesozoico). Corresponde al sector oriental del anticlinal, siendo las curvas representativas las obtenidas en Riba de Santiuste.

– Area interior de mínima extensión. Situada aproximadamente en la zona central del anticlinal presenta una dirección norte-sur y corresponde a una zona de al-

to estructural paleozoico. Los valores de β varían entre 1,03 y 1,035, para el primer ciclo y es de 1,04 para el total acumulado del Mesozoico. Representativas de esta área son las curvas de Cabeza Gorda y Sto. Domingo.

– Area de extensión media. Se encuentra limitada al este por el un alto paleozoico y al oeste por el bloque también paleozoico que constituye el límite del anticlinal. Se obtienen valores de $\beta = 1,07$ en el ciclo Triásico - Jurásico, y de $\beta = 1,09$ para el Mesozoico en su totalidad. Las curvas representativas son las del Río Alcolea-2.

– Area de mínima extensión. Los valores son similares a los obtenidos en el otro área de mínima extensión. Esta zona se sitúa en el extremo suroccidental del anti-

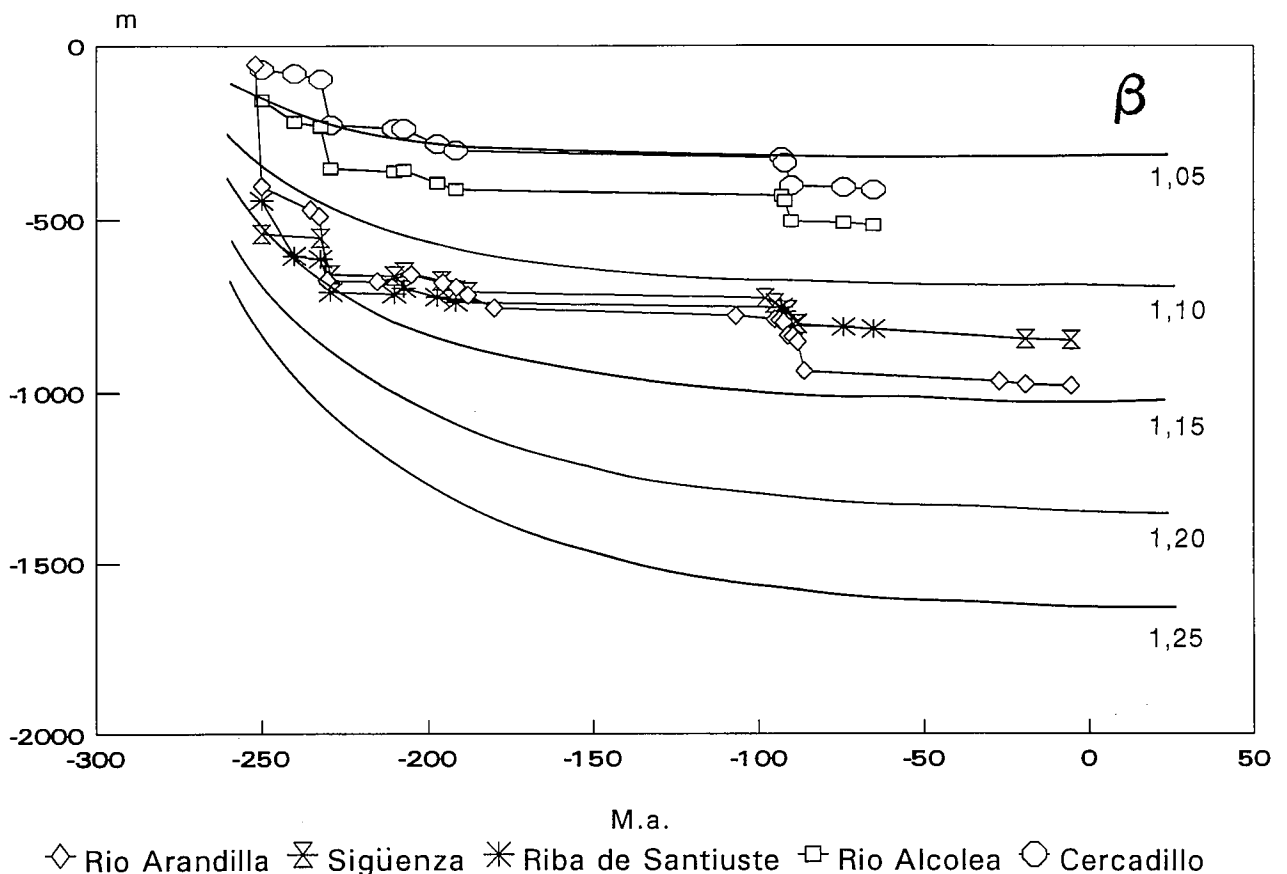


Fig. 18.—Comparación de las curvas de subsidencia tectónica obtenidas con las curvas de subsidencia teórica de McKenzie (1978).

Fig. 18.—Comparison between tectonic subsidence curves and theoretical subsidence curves of McKenzie (1978).

clinal, sobre el bloque paleozoico que limita el anticlinal por el oeste. Representativas de este área son las curvas de Cercadillo.

Los valores de β obtenidos para Sigüenza y Molina de Aragón (Río Arandilla), presentan una mayor homogeneidad. Para el ciclo Triásico - Jurásico el valor de β es de 1,12 en ambos lugares, variando ligeramente el valor obtenido para todo el Mesozoico, que es de $\beta = 1,13$ para Sigüenza y de $\beta = 1,14$ para el Río Arandilla. Estos valores son muy próximos a los obtenidos en Riba de Santiuste, pero notablemente diferentes a los de otras áreas en el interior del Anticlinal de Riba de Santiuste.

Si comparamos con los datos obtenidos por Alvaro (1987), ($\beta = 1,055$ para el primer ciclo y $\beta = 1,12$ acumulado para todo el Mesozoico), los valores son ligeramente inferiores a los obtenidos en este trabajo para Sigüenza, Río Arandilla y el sector oriental del Anticlinal de Riba de Santiuste.

Esta diferencia, posiblemente se debe al tipo de datos empleados para realizar el "backstripping", ya que Alvaro (1987) al no efectuar la descompactación previa de las series empleadas, como el mismo señala, obtiene valores mínimos de subsidencia, tanto total como tectónica.

Una vez estimado β , el cálculo del espesor cortical tras la extensión y el % de la misma son sencillos de obtener. Hay que señalar que se carece de datos definitivos acerca del espesor inicial de la corteza y que por tanto, los resultados dependerán del valor inicial de la misma que asumamos.

Alvaro (1987) supone un espesor inicial de la corteza de 38 km (generalmente se aceptan espesores entre 30-50 km), obteniendo un espesor de corteza a finales del Jurásico de 36 km (5 % de extensión) y un espesor de 34 km al final del Mesozoico.

Según Zeyen *et al.* (1985) y Banda (1988), a partir de datos de sismica profunda de refracción de la corteza y manto superior de la Cadena Celtibérica, el espesor medio de la corteza es de 30-32 km, aunque en la zona centro-norte aparece localmente engrosada, probablemente debido a los cabalgamientos.

Este espesor de 30-32 km tras la extensión, es ligeramente inferior al que se obtiene partiendo de una corteza inicial con un espesor de 38 km. Existen dos explicaciones simples para esta diferencia:

- El espesor inicial era inferior a 38 km (del orden de 36-37 km).

- El espesor obtenido por sismica de 30-32 km refleja el "rifting" Oligoceno-Mioceno de apertura del Golfo de Valencia y como Zeyen *et al.* (1985) indican, presenta una prolongación hacia la Cadena Celtibérica, que se registra como una corteza adelgazada.

A pesar de la falta de datos suficientes para evaluar correctamente los espesores tras la extensión, se puede considerar un espesor inicial, igual que hace Alvaro (1987) próximo 38 km. Este espesor es razonable en función de los datos que se conocen de la Cordillera Ibérica.

La tabla 2 muestra los parámetros de extensión β y δ , estimados. La distribución de δ , en el Anticlinal de Riba de Santiuste sigue las mismas pautas de distribución areal que el factor β , aunque cabe destacar que las variaciones locales de δ se producen en las proximidades de fallas mayores.

Como hipótesis de trabajo y dado que en todas las curvas analizadas δ es ligeramente superior a β , parece que la extensión en la corteza es mayor que la extensión/calentamiento de la litosfera subcortical. Cuando esto ocurre, y dado que ambos valores-esfuerzos deben ser compatibles, se produce, en la mayor parte de los casos estudiados en cuencas de este tipo, transmisión de la extensión a lo largo de "detachments" a escala cortical y/o litosféricas.

El análisis minucioso del significado de la variabilidad y distribución de β y δ , excede los objetivos de este trabajo. Es interesante señalar, sin embargo, que Karner *et al.* (1987) en el estudio de la historia de la subsidencia de la Cuenca de Wessex (S de Inglaterra), observan que las áreas de alta sedimentación y de relativa alta extensión, son directamente correlacionables con fallas de crecimiento de la cuenca y zonas de reactivación de cabalgamientos del basamento. Según estos autores, las grandes variaciones de espesor de sedimentos a lo largo de las fallas de crecimiento, indica que los cabalgamientos basales del zócalo acomodan la mayor parte de la extensión. La rotación de bloques que acompaña la reactivación de fallas del basamento y el colapso del "hanging-wall", son los factores responsables del desarrollo local de la cuenca y son directamente correlacionables con δ .

4. CONCLUSIONES

El resultado de la acumulación de sedimentos y la compactación de los mismos, así como la cuantificación del efecto de la carga isostática según un modelo local ("Airy"), puede ser cuantificado de forma sencilla. El uso de programas para PCs basados en estas técnicas permite obtener resultados aceptables, si bien hay *siempre* que considerar al efectuar el análisis de los mismos, tanto las limitaciones de los programas, como las de las técnicas en sí.

A la vista de todo el conjunto de datos anteriores, se pueden obtener una serie de conclusiones de interés tanto para el borde de la cuenca triásica localizado en el Anticlinal de Riba de Santiuste, como para el resto de las áreas consideradas en la Cordillera Ibérica.

En todas las áreas estudiadas, las curvas de subsidencia tectónica muestran la existencia de dos ciclos "mayores" de "rifting"-subsidencia térmica; el primero Triásico-Jurásico y el segundo Cretácico. Ciclos equivalentes a los de otras áreas de la Cordillera Ibérica (Alvaro, 1987) y Maestrazgo (Salas, 1991).

El ciclo Triásico-Jurásico, de especial interés por su relación con la estructuración inicial de la cuenca mesozoica, fue más detalladamente estudiado. Se observa, de manera semejante a lo que ocurre en las Catalánides (Calvet *et al.*, 1990), que no puede hablarse de un modelo extensional con una sola fase de "rifting", seguida de subsidencia térmica, ya que las curvas de subsidencia tectónica reflejan (en aquellos puntos donde la información es de relativa mejor calidad) diferentes episodios de subsidencia dentro de la fase de "rifting". (Sin embargo es aventurado con los datos existentes hasta el momento, asegurar que estamos ante un "rifting" polifásico, siendo necesario un disponer de datos de otras áreas, así como de mayor calidad de los mismos).

Los sedimentos en facies Buntsandstein y Muschelkalk constituyen los depósitos asociados al "rifting", mientras que las facies Keuper y los materiales jurásicos estarían asociados a la fase de subsidencia térmica. Dentro de la fase de "rifting", el primer episodio de subsidencia activa comprende aproximadamente desde los 250 M.a. a los 240 M.a., correspondiéndose con la sedimentación de la mitad inferior de las facies Buntsandstein. A continuación se sucede un episodio de subsidencia menos activa (subsidencia regional ?) durante el cual tiene lugar la sedimentación de la mitad superior de las facies Buntsandstein. Las facies Muschelkalk localizadas a continuación corresponden a una nueva etapa activa. Aproximadamente coincidiendo con el inicio de la sedimentación de las facies Keuper, como ya se ha señalado, se produciría el cambio en la modalidad de la subsidencia a la fase de subsidencia térmica regional.

En el área del Anticlinal de Riba de Santiuste se localizan en el interior de los materiales en facies Buntsandstein, una serie de discontinuidades estratigráficas que reflejan la respuesta sedimentaria a los distintos "momentos" en la historia de la subsidencia (Sánchez-Moya, 1992; Sanchez-Moya *et al.* 1992). De especial interés es la discontinuidad que marca el límite entre los materiales de la mitad inferior de las facies Buntsandstein y la mitad superior de los mismos. En este área, al igual que en zonas próximas (García-Gil, 1989), puede reconocerse así mismo la discontinuidad existente entre las facies Muschelkalk y Buntsandstein.

El conjunto de valores de tasas de sedimentación y subsidencia tectónica encontrados para los sedimentos del "rifting" Triásico- Jurásico (250 - 229 M.a.), etapa en la que se producen las diferencias más significativas, definen tres dominios de la cuenca bien diferenciados:

El primero de ellos localizado en el sector más occidental del Anticlinal de Riba de Santiuste, constituyó el borde tectónico efectivo de la cuenca, situado ya sobre el Paleozoico estable. Se obtienen tasas de acumulación de sedimentos para el "rifting" entre 0,007 y 0,023 m/1000 años, con una subsidencia tectónica entre 226 m y 410 m. Ambos valores sensiblemente menores que los obtenidos en otros puntos.

El sector oriental del Anticlinal de Riba de Santiuste y el área de Sigüenza, constituyeron otro dominio de la cuenca triásica. En el primero de los puntos, la gran cantidad de sedimentos acumulados y su geometría, demuestran que este área, aún localizándose muy próxima al borde de la cuenca, experimentó una subsidencia importante, con valores superiores a los obtenidos en zonas interiores de la cuenca. Las tasas de acumulación de sedimentos oscilan entre los 0,051 m/1000 años de Riba de Santiuste y los 0,042 m/1000 años de Sigüenza. La subsidencia tectónica estimada varía entre los 707 m y los 657 m.

El tercer dominio de la cuenca estaría representado por el área del Río Arandilla (Molina de Aragón), localizándose en el sector central de la cuenca triásica. Presenta una tasa de acumulación de sedimentos de 0,039 m/1000 años, mientras que la subsidencia tectónica es de 625 m.

La variabilidad en el valor obtenido de la subsidencia tectónica y en el valor de los parámetros de extensión estimados, indica que la cuenca era asimétrica. Esta asimetría

está especialmente marcada en el área del Anticlinal de Riba de Santiuste.

De acuerdo con los modelos propuestos para otras áreas sometidas a tectónica extensional y dado que δ es mayor que β , la extensión en la corteza parece ser mayor que la extensión/calentamiento en la litosfera subcortical. Las grandes diferencias observadas entre las distintas áreas de subsidencia y extensión en el interior del Anticlinal de Riba de Santiuste, permiten suponer la presencia de estructuras capaces de acomodarlas. En este sentido se considera la posibilidad de la existencia de "detachments" y/o fallas lítricas que acomodarían parte de la extensión, pero este hecho sólo podrá ser demostrado mediante otro tipo de técnicas de geología profunda.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido financiado por la D.G.I.C.Y.T, dentro del proyecto PB88-0070.

Los autores desean dar las gracias al revisor anónimo que sugirió la figura 17A y cuyos comentarios y correcciones fueron de gran interés.

BIBLIOGRAFIA

- Adell, F., Tena-Dávila, M., González Lodeiro, F. (1981): Memoria y Hoja Geológica. Número 461 (Sigüenza). Mapa Geológico de España 1:50.000 (2ª Serie, Plan MAGNA), Instituto Geológico y Minero de España. 57p.
- Adell, F., Lendínez, A., Martínez Alvarez, F., Tena-Dávila, M., La Moneda, E. (1981): Memoria y Hoja Geológica. Número 513 (Zaorejas). Mapa Geológico de España 1:50.000 (2ª Serie, Plan MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España. 44 p.
- Alvaro, M. (1987): La subsidencia tectónica en la Cordillera Ibérica durante el Mesozoico. *Geogaceta*, 3: 34-37.
- Alvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp.*, 14: 172-177.
- Angevine, C.L, Heller, P.L. y Paola, C. (1990): Thermal Subsidence. *Quantitative Sedimentary basin modeling*. Continuing education course note series. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 32: 132 p.
- Allen, P.A. y Allen, J.R. (1990): *Basin analysis. Principles and Applications*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 451 p.
- Banda, E (1988): Crustal parameters in the Iberian Peninsula. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 52: 222-225.
- Bond, G. y Kominz, M. (1984): Construction of tectonic subsidence curves for the early Palaeozoic Miogeocline, southern Canadian Rocky mountains: Implications for subsidence mechanisms, age of breakup, and crustal thinning. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 95: 155-173.
- Bond, G., Kominz, M. y Devlin, W. (1983): Thermal subsidence eustasy in the Lower Palaeozoic miogeocline of western North America. *Nature*, 306: 775-779.
- Calvet, F., Tucker, M.E. y Henton, M. (1990): Middle Triassic carbonate ramp systems in the Catalan Basin, northeast Spain: facies, systems tracts, sequences and controls. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, 9: 79-108.
- Capote, R., Díaz, M., Gabaldón, V., Gómez, J., Sánchez de la Torre, L., Ruiz, P., Rosell, J., Sopeña, A. y Yébenes, A. (1982): Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo al-

- pino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Temas Geológico Mineros*, 5: 289 p.
- Gallagher, K. (1989): An examination of some uncertainties associated with estimates of sedimentation rates and tectonic subsidence. *Basin Research*, 2: 97-114.
- García-Gil, S. (1989): *Estudio sedimentológico y paleogeográfico del Triásico en el Tercio Noroccidental de la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara y Soria)*. Tesis Univ. Complutense de Madrid (Inédita): 406 p.
- Goy, A., Gómez, J. y Yébenes, A. (1976): El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). I Unidades Litoestratigráficas. *Estudios Geol.*, 32: 391-4.
- Hellinger, S. J. y Sclater, J. G. (1983): Some comments on two-layer extensional model for the evolution of sedimentary basins. *J. geophys. Res.*, 88: 8251-8270.
- Hernando, S. (1977 a): Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza (provincias de Segovia, Soria y Guadalajara) (1975). *Seminar. Estratigr. Serie monografías*, 2: 408 p.
- Hernando, S. (1977 b): Aspectos paleogeográficos del Keuper en el borde SW de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4: 385-398.
- Hsui, A.T. (1989): *Subside. Callidus Software*. Urbana, U.S.A.: 9 p.
- Jarvis, G. y McKenzie, D. (1980): Sedimentary basin formation with finite extension rates. *Earth Planet. Sci. Letters*, 48: 42-52.
- Karner, G., Lake, S. y Dewey, J. (1987): The thermal and mechanical development of the Wessex basin, southern England. *Geol. Soc. (London), Special Publication*. Eds. M.P. Coward; J.F. Dewey y P.L. Hancock. Continental extensional tectonics., 28: 517-536.
- Lendínez, A., Tena-Dávila, M., Bascones, L., Martín Herrero, D., La Moneda, E. (1981): Memoria y Hoja Geológica. Número 514 (Taravilla). Mapa Geológico de España 1:50.000 (2ª Serie, Plan MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España. 59 pp.
- López, J. (1985): Sedimentología y Estratigrafía de los materiales pérmicos y triásicos del sector SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, entre Cueva del Hierro y Chelva (prov. de Cuenca y Valencia). *Seminar. Estratigr. Serie monografías*, 11: 344 p.
- McKenzie, D. (1978): Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Letters*, 40: 25-32.
- Muñoz, A., Ramos, A., Sopeña, A. y Sánchez-Moya, Y. (1992): Electrofacies en el Triásico del subsuelo de la cuenca de Almazán. *Geogaceta*, 11: 26-30.
- Mutter, J., Hegarty, K., Cande, S. y Weissel, J. (1985): Breakup between Australia and Antarctica: A brief review in the light of new data. *Tectonophysics*, 114: 225-279.
- Pérez-Arlucea, M. (1985): *Estratigrafía y Sedimentología del Pérmico y Triásico en el sector de Molina de Aragón-Sierra de Albarracín (prov. Guadalajara y Teruel)*. Tesis Univ. Complutense de Madrid (Inédita): 322 p.
- Ramos, A. (1979): Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico del W de Molina de Aragón (prov. de Guadalajara). *Seminar. Estratigr. Serie monografías*, 6: 313 p.
- Royden, L. y Keen, C. (1980): Rifting processes and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves. *Earth Planet. Sci. Letters*, 51: 343-361.
- Rowley, D. y Sahagian, D. (1986): Depth-dependent stretching: A different approach. *Geology*, 14: 32-35.
- Salas, R. (1991): Historia de la subsidencia durante el Mesozoico y evolución tectonosedimentaria cretácica de las cuencas del margen oriental de la Ibérica. *III Coloquio del Cretácico de España*. Resúmenes: 61.
- Sanchez-Moya, Y. (1992): Evolución sedimentológica y controles estructurales de un borde de cuenca extensional: Comienzo de la sedimentación del Mesozoico en un sector del margen occidental de la Cordillera Ibérica. *Colección Tesis Doctorales de la U.C.M.*, 232/92: 414 p.
- Sanchez-Moya, Y., Muñoz, A., Ramos, A. y Sopeña, A. (1992): Las discontinuidades estratigráficas del Buntsandstein en el borde occidental de la cuenca triásica y su implicación en las correlaciones. *Geogaceta*, 11: 3-7.
- Schmoker, J.G. y Halley, R.B. (1982): Carbonate porosity versus depth: a predictable relation for South Florida. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66: 2561-2570.
- Sclater, J. y Christie, P.A. (1980): Continental stretching: An explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin. *Jour. Geophys. Res.*, 85: 3711-3739.
- Segura, M. (1982): Evolución del Cretácico medio y superior en el Sector Sigüenza- Taravilla. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 337-350.
- Segura, M., Wiedmann, J. (1982): La transgresión del Cretácico superior en el Sector de Atienza-Sigüenza (Guadalajara, Cordillera Ibérica) y el significado de la fauna ammonitífera. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 293-307.
- Sopeña, A. (1973): *Estratigrafía del borde mesozoico, en el sector Tamajón-Pinilla de Jadraque*. Tesis de Licenciatura Universidad Complutense de Madrid (Inédita): 115 p.
- Sopeña, A. (1979): Estratigrafía del Pérmico y Triásico del Noroeste de la Provincia de Guadalajara. *Seminar. Estratigr. Serie monografías*, 5: 329 p.
- Steckler, M. y Watts, A. (1978): Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. *Earth Planet. Sci. Letters*, 41: 1-13.
- Turner, P., Turner, A., Ramos, A. y Sopeña, A. (1989): Palaeomagnetism of Permo-Triassic rocks in the Iberian Cordillera, Spain: Acquisition of secondary and characteristics remanence. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 146: 61-76.
- Van Hinte, F. (1978): Geohistory analysis- Application of micropaleontology in exploration geology. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 62: 201-222.
- Virgili, C., Sopeña, A., Ramos, A., Arche, A. y Hernando, S. (1983): El relleno posthercínico y el comienzo de la sedimentación mesozoica. *Libro Jubilar J.M. Ríos Geología de España*, Instituto Geológico y Minero de España, II: 25-64.
- Watts, A.B. (1988): Gravity anomalies, crustal structure and flexure of the lithosphere at the Baltimore Canyon Trough. *Earth planet. Sci. Letters*, 89: 221-238.
- Zeyen, H.J., Banda, E., Gallart, J. y Ansoorge, J. (1985): A wide angle seismic reconnaissance survey of the crust and upper mantle in the Celtiberian Chain of eastern Spain. *Earth Planet. Sci. Letters*, 75: 393-4

Recibido el 7 de noviembre de 1991
Aceptado el 1 de junio de 1992