

## **Cuantificación del crecimiento de pliegues con sedimentos sintectónicos asociados: aplicación al anticlinal de Santarén (orógeno cubano, cuenca de antepaís de las Bahamas)**

### **Quantification of the amplification of folds with associated growth strata; application to the Santaren anticline (Cuban orogen, Bahamas foreland basin)**

J.L. MASAFERRO<sup>(1,3)</sup>, J. POBLET<sup>(2)</sup> y M. BULNES<sup>(2)</sup>

*(1) Comparative Sedimentology Laboratory, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami, Miami, FL 33149, USA*

*(2) Departamento de Geología, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo, C/Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, España*

*(3) Dirección actual: Shell International Exploration and Production B.V.- EPT - HM., P.O. Box 60, 2280 AB, Rijswijk, The Netherlands*

#### RESUMEN

El estudio detallado de la geometría de los sedimentos sintectónicos asociados al crecimiento del anticlinal de Santaren, localizado bajo el mar en la parte más externa de la faja plegada cubana, ha permitido documentar la evolución cinemática de dicho pliegue. Para ello se han utilizado una serie de técnicas geométricas de modelización inversa que permiten cuantificar el crecimiento del pliegue en función de: el relieve estructural de la cresta, el acortamiento, el buzamiento de los flancos, el ángulo entre flancos y el buzamiento del plano axial para diferentes estadios durante el depósito de los sedimentos sintectónicos. Para cada uno de los parámetros, los valores obtenidos se representan en una gráfica con respecto a la edad correspondiente, y de esta manera se conoce su evolución a través del tiempo.

Las conclusiones que se obtienen a partir de las diferentes gráficas son coherentes entre sí y permiten vislumbrar datos importantes de la evolución del pliegue. Así, los resultados obtenidos indican que el anticlinal se inició en el Eoceno Medio, o anteriormente, y su crecimiento perduró hasta la actualidad. El anticlinal creció de forma extremadamente lenta a partir del Mioceno Medio y tal vez lo hizo de forma más rápida durante el depósito de los sedimentos sintectónicos más antiguos.

En particular, los datos sobre la rotación del flanco sur del anticlinal y sobre la variación del ángulo entre flancos parecen estar de acuerdo con esta última hipótesis. Estos nuevos datos sobre la evolución del anticlinal de Santaren contradicen modelos previos que postulan que la deformación en esta región culminó en el Eoceno Medio.

*Palabras clave:* Pliegues. Sedimentos sintectónicos. Tasas de crecimiento. Anticlinal de Santaren. Orogeno de Cuba.

## ABSTRACT

The Santaren anticline, located offshore, is the outermost structure of the Cuban fold and thrust belt. The detailed study of the geometry of the syntectonic sediments associated with this anticline has allowed us to document its kinematic evolution. A number of reverse modelling geometrical techniques have been used to quantify fold growth (crestal structural relief, shortening, limb dip, interlimb angle and axial plane dip) during different stages. The values obtained for each of these parameters have been plotted versus time in order to show their evolution through time.

The conclusions achieved from all these plots are consistent and enable us to understand how fold amplification took place. Thus, the data obtained indicate that fold growth initiated during Middle Eocene, or before, and it continued until present day. Fold amplification took place at extremely slow rates from Middle Miocene to present day, and perhaps faster during deposition of older growth strata.

In particular, data concerning rotation of the southern limb and interlimb angle tightening support this hypothesis. The data presented in this paper regarding the Santaren anticline evolution disagree with previous plate tectonic models that postulate the end of tectonic activity in this region during Middle Eocene.

*Keywords:* Folds. Syntectonic sediments. Fold-growth rates. Santaren anticline. Cuban orogen.

---

## EXTENDED ABSTRACT

In recent years, analysis of syntectonic sediments associated with growth folds has been one of the most successful methods to estimate fold-growth rates and to quantify their kinematic evolution. In this paper we present a number of geometrical methods, consisting of reverse modelling techniques, in order to quantify fold growth during different stages of the syntectonic sedimentation using five parameters: 1) crestal structural relief, 2) shortening, 3) limb dip, 4) interlimb angle, and 5) axial plane dip. The validity of these techniques will be demonstrated by their application to a natural example: the Santaren anticline, located offshore in the outermost part of the Bahamas foreland basin, Cuban fold and thrust belt.

In the case of overlapping beds, the crestal structural relief at a specific time results from subtracting the decompacted thickness of growth strata deposited in the anticline crest beneath the horizon considered from the decompacted thickness of growth strata deposited in the basins adjacent to the anticline (Fig. 1a). In the case of onlapping beds, the minimum crestal structural relief equals the decompacted thickness of growth strata deposited in the basins adjacent to the anticline (Fig. 1b), whereas the maximum crestal structural relief results from subtracting the structural relief of the horizon considered from the present-day crestal structural relief (Fig. 1b).

In the case of overlapping beds, the shortening at a specific time can be obtained from subtracting the length of the horizon considered from the present-day length of the cross section (Fig. 2a). In the case of onlapping beds, the minimum shortening results from adding the length of the horizon considered plus the anticline width in the zone where the horizon is missing (Fig. 2b). The maximum shortening equals the length of the horizon considered plus the fold perimeter in the zone where this horizon is missing (Fig. 2b).

The limb dip at a specific time results from adding the angle between different syntectonic horizons deposited before the horizon considered (Fig. 3a), whereas the interlimb angle results from subtracting the dip of both limbs from  $180^\circ$  (Fig. 3b).

The axial plane dip can be obtained from adding the dip of the backlimb and half of the interlimb angle (Fig. 4).

The Santaren anticline is a NW-SE structure (Fig. 5) formed by a lower pre-tectonic unit and an upper syntectonic unit separated by an unconformity. This anticline has been interpreted as a detachment fold by Masferro et al. (1999). Using an unmigrated seismic profile oblique to the anticline trace, these authors constructed a migrated and depth-converted cross section perpendicular to the anticline axial trace (Figs. 6 and 7), and showed that compaction had a little effect on

the geometry of the growth strata associated with this anticline. Using the data from these authors, we derived fold-growth rates for the Santaren anticline by applying the geometrical techniques described above.

The analysis of the variation of the crestral structural relief, through time suggests two end-member hypothesis: 1) the anticline formed partially before syntectonic sedimentation, or 2) syntectonic sediments recorded the whole fold history. In the second case, crestral structural relief rates would decrease with time. In any case, crestral structural relief rates for the overlapping sediments were very slow ranging from 0.014 to 0.006 mm/a (Fig. 8).

The curves corresponding to the variation of shortening with time show the same behaviour than the crestral structural relief curves. Average rates for the overlapping syntectonic beds were extremately slow (0.001 mm/a) (Fig. 9).

Rotation of the northern limb was approximately constant through time at a rate of 0.5 to 1°/ma, whereas the southern limb rotated faster during the initial stages and decreased progressively. The limb rotation rate for the southern limb varied from 0.5 to 2°/ma (Fig. 10). The interlimb angle tightening rate was greater during the initial stages with maximum rates of 3°/ma that decreased to rates of 1°/ma during the last growth stages (Fig. 11a).

The pre-tectonic unit forming the Santaren anticline faced towards the southwest during its evolution, but variations in the limb rotation rates of both limbs caused changes in the axial plane dip (Fig. 11b).

The new data furnished by this study suggest that from 40.2 ma to present day this region underwent compressive deformation. This observation disagrees with previous plate tectonic models for this region that postulate the end of tectonic activity during Middle Eocene north of the Cuba island.

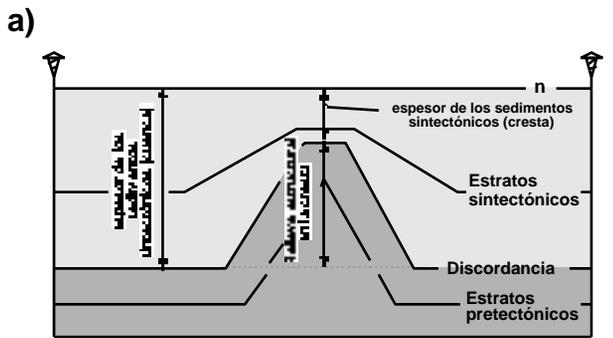
---

## INTRODUCCIÓN

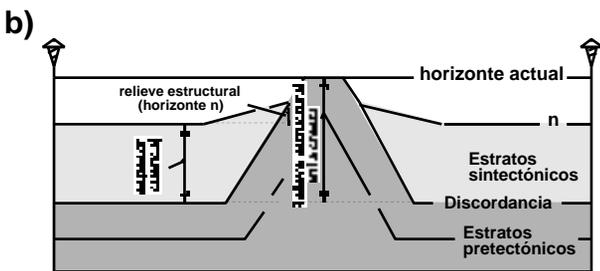
El análisis de los sedimentos sintectónicos relacionados con el crecimiento de pliegues ha resultado ser uno de los métodos más eficaces para conocer la cinemática y para cuantificar la magnitud del crecimiento a través del tiempo de los pliegues, tanto a partir del estudio de ejemplos teóricos (Suppe et al., 1992; Hardy y Poblet, 1994 y 1995; Torrente y Kligfield, 1995; Wickham, 1995; Hardy et al., 1996; Poblet et al., 1997; Storti y Poblet, 1997) como reales (Medwedeff, 1989 y 1992; Mount et al., 1990; De Celles et al., 1991; Rowan et al., 1993; Poblet y Hardy, 1995; Vergés et al., 1996; Butler y Lickorish, 1997; Ford et al., 1997; Suppe et al., 1997). Dada la trascendencia del estudio de la cinemática de los pliegues tanto desde un punto de vista puramente científico como industrial (por ejemplo, valoración de posibles trampas de gas o petróleo asociadas a pliegues) y social (por ejemplo, valoración de potencial riesgo sísmico en zonas tectónicamente activas), durante los últimos años se ha desarrollado un creciente interés por el estudio de las geometrías que presentan los sedimentos sintectónicos asociados a pliegues. En este sentido, la investigación dentro de este campo tiene como uno de sus principales objetivos el perfeccionamiento de las técnicas existentes para caracterizar y cuantificar la formación de los pliegues a través del estudio de los sedimentos sintectónicos asociados a ellos, así como

el desarrollo de nuevas metodologías. Las técnicas de modelización de los sedimentos sintectónicos que se han aplicado hasta el momento a distintos pliegues son de dos tipos: 1) modelización directa (forward modelling) (Mount et al., 1990) y 2) modelización inversa (reverse modelling) (Poblet y Hardy, 1995).

El principal objetivo de este trabajo consiste en describir una serie de técnicas de modelización inversa válidas para la cuantificación del crecimiento de pliegues con sedimentos sintectónicos asociados. Estas técnicas pueden ser utilizadas para realizar los cálculos tanto si hay sedimentos que recubren la cresta de los pliegues como si no los hay. En este trabajo aplicaremos estas técnicas a la interpretación geológica de la imagen sísmica del anticlinal de Santaren, un pliegue de despegue situado bajo el mar al norte de la isla de Cuba, en la parte externa del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Cuba (Masafferro et al., 1999). Se pretende cuantificar el crecimiento del anticlinal, en distintos estadios de su evolución, a partir de varios parámetros: 1) el relieve estructural de la cresta del anticlinal, 2) el acortamiento ligado a la formación del pliegue, 3) el buzamiento de los flancos, 4) el ángulo entre los flancos, y 5) el buzamiento del plano axial. El presente trabajo recoge parte de la información incluida en Masafferro et al. (1999) y a su vez presenta nuevos datos con el objetivo de com-



Relieve estructural en la cresta (tiempo n) =  $\sum_{i=1}^n$  espesor descompactado en la cuenca (tiempo n) -  $\sum_{i=1}^n$  espesor descompactado en la cresta (tiempo n)



Mínimo relieve estructural en la cresta (tiempo n) =  $\sum_{i=1}^n$  espesor descompactado en la cuenca (tiempo n)

Máximo relieve estructural en la cresta (tiempo n) = relieve estructural en la cresta (actual) - relieve estructural del horizonte n (actual)

Figura 1. a) Determinación del relieve estructural en la cresta de un pliegue durante el depósito de una unidad sintectónica que recubre la cresta (modificado de Poblet y Hardy, 1995) y b) durante el depósito de una unidad sintectónica que no recubre la cresta.

Figure 1. a) Determination of crestral structural relief of a fold during deposition of an overlapping syntectonic unit (modified after Poblet and Hardy, 1995), and b) during deposition of an onlapping syntectonic unit.

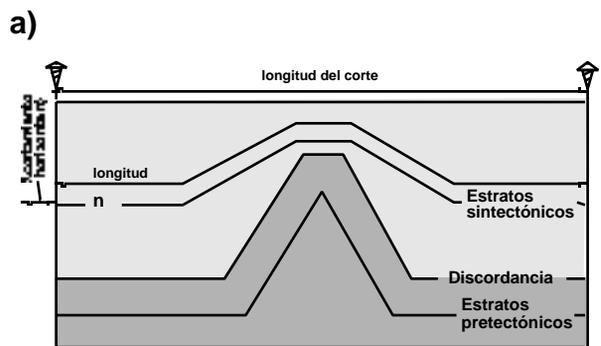
pletar el estudio de la evolución estructural del anticlinal de Santaren.

## METODOLOGÍA

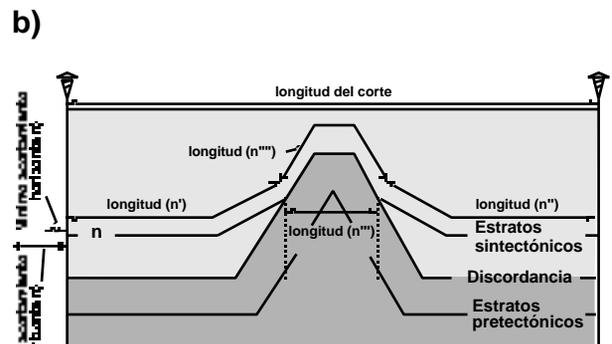
Para aplicar las técnicas de modelización que se describen en este trabajo hay que considerar que los sedimentos se depositaron horizontalmente, que la longitud de las capas se mantuvo constante en el tiempo y que no hubo deformación por cizalla paralela a los flancos del anticlinal en el contacto entre las capas pretectónicas y sintectónicas.

## Relieve estructural de la cresta

El cálculo del relieve estructural de la cresta de un pliegue, para un determinado momento durante la sedimentación de un horizonte sintectónico, se va a realizar utilizando dos técnicas distintas. La aplicación de una u otra técnica para un determinado estadio depende de si el horizonte estratigráfico sintectónico correspondiente al momento elegido sobrepasa la cresta del anticlinal (overlap) o no lo hace (onlap) y, en ambos casos, se trabaja con los datos de espesor de los sedimentos sintectónicos descompactados (Fig. 1). Para el caso de los se-



Acortamiento = longitud del horizonte n - longitud del corte  
i = n

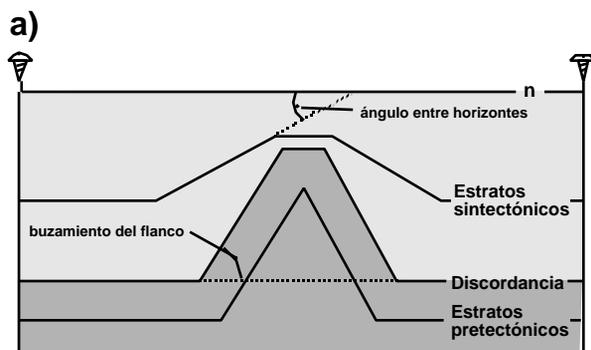


Mínimo acortamiento = (longitud (n') + longitud (n'') + longitud (n''')) - longitud del corte  
i = n

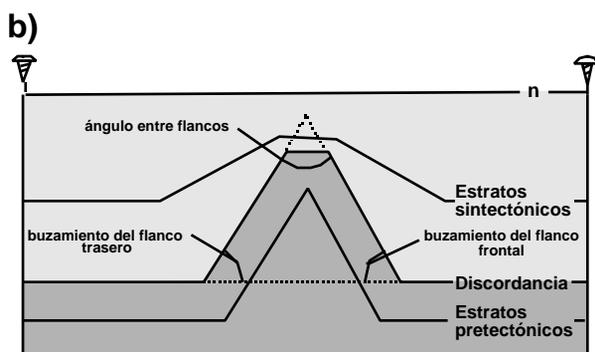
Máximo acortamiento = (longitud (n') + longitud (n'') + longitud (n''')) - longitud del corte  
i = n

Figura 2. a) Determinación del acortamiento de un pliegue durante el depósito de una unidad sintectónica que recubre la cresta y b) durante el depósito de una unidad sintectónica que no recubre la cresta.

Figure 2. a) Determination of shortening of a fold during deposition of an overlapping syntectonic unit, and b) during deposition of an onlapping syntectonic unit.



$$\text{Buzamiento del flanco}_{(\text{tiempo } n)} = \sum_{i=1}^n \text{ángulo entre los horizontes } n \text{ y } (n-1)$$



$$\text{Ángulo entre flancos}_{(\text{tiempo } n)} = 180^\circ - \text{buzamiento del flanco trasero}_{(\text{tiempo } n)} - \text{buzamiento del flanco frontal}_{(\text{tiempo } n)}$$

Figura 3. a) Determinación del buzamiento de un flanco de un pliegue para los estratos pretectónicos y b) del ángulo entre flancos medido en los estratos pretectónicos durante el depósito de una unidad sintectónica.

Figure 3. a) Determination of the dip of a fold limb in the pre-growth beds and b) of the interlimb angle measured in the pre-tectonic beds during deposition of a particular syntectonic unit.

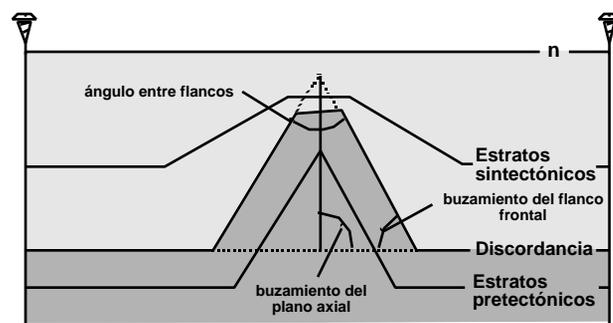
dimentos sintectónicos que sobrepasan la cresta del anticlinal, el relieve estructural de la cresta se obtiene restando el espesor de los sedimentos sintectónicos depositados en la cresta del anticlinal del espesor de los sedimentos sintectónicos depositados en las cuencas adyacentes al anticlinal (Poblet y Hardy, 1995) (Fig. 1a). En el caso de que los sedimentos sintectónicos no sobrepasen la cresta del anticlinal, el valor mínimo del relieve estructural de la cresta coincide con el espesor de los sedimentos sintectónicos en las cuencas adyacentes, y el valor máximo resulta de sustraer el relieve estructural del horizonte considerado al relieve estructural de la cresta, ambos medidos en el momento actual (Fig. 1b).

## Acortamiento

Al igual que en el caso anterior, se proponen dos técnicas diferentes para el cálculo del acortamiento responsable de la formación de un anticlinal con sedimentos sintectónicos asociados en función de la disposición en overlap u onlap de los sedimentos (Fig. 2). Para un determinado estadio durante la sedimentación sintectónica, si las capas que se están depositando sobrepasan la cresta del anticlinal se utiliza una técnica similar a la propuesta por Rowan et al. (1993), Schneider et al. (1996), y Butler y Lickorish (1997). Ésta consiste en restar la longitud del horizonte considerado de la longitud actual del corte geológico (Fig. 2a). En el caso de que los sedimentos sintectónicos no sobrepasen la cresta se obtiene un valor mínimo y uno máximo de acortamiento al igual que sucedía para el cálculo del relieve estructural de la cresta. El acortamiento mínimo resulta de la suma de las longitudes del horizonte considerado más la anchura del pliegue en la zona de la cresta, donde dicho horizonte está ausente, menos la longitud actual del corte (Fig. 2b). El acortamiento máximo se obtiene de la misma forma pero reemplazando la anchura del pliegue, donde el horizonte está ausente, por su perímetro (Fig. 2b).

## Buzamiento de los flancos y ángulo entre flancos

En el caso de pliegues en cuya formación intervenga el mecanismo de rotación de flancos, si existen sedimentos sintectónicos asociados al pliegue, la actuación de es-



$$\text{Buzamiento del plano axial}_{(\text{tiempo } n)} = \text{buzamiento del flanco trasero}_{(\text{tiempo } n)} + \frac{\text{ángulo entre flancos}_{(\text{tiempo } n)}}{2}$$

Figura 4. Determinación del buzamiento del plano axial de un pliegue para los estratos pretectónicos.

Figure 4. Determination of the dip of a fold axial plane in the pre-tectonic beds.

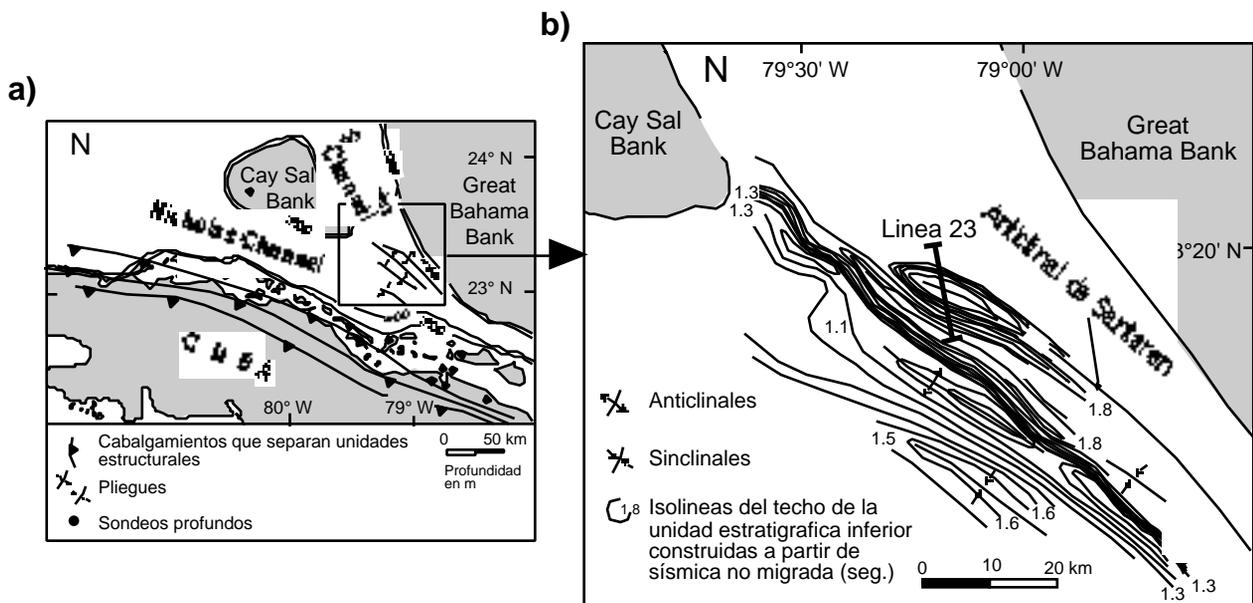


Figura 5. a) Esquema estructural de la parte norte del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Cuba (modificado de Echevarría-Rodríguez et al., 1991). b) Mapa estructural de subsuelo de la intersección entre los canales de Santaren y Nicholas construido con datos de Ball et al. (1985), Echavarría-Rodríguez et al. (1991) y Masaferró et al. (1999).

Figure 5. a) Structural sketch of the northern side of the Cuban fold and thrust belt (modified after Echevarría-Rodríguez et al., 1991). b) Subsurface structural map of the Santaren and Nicholas Channels constructed using data from Ball et al. (1985), Echavarría-Rodríguez et al. (1991) and Masaferró et al. (1999).

te mecanismo queda registrada por la geometría que presentan dichos sedimentos. Así, éstos adquieren una disposición en abanico en la que se observa un progresivo adelgazamiento de las capas sintectónicas hacia la cresta del anticlinal junto con un decrecimiento del buzamiento a medida que ascendemos en la sucesión estratigráfica (ver Riba, 1976; Hardy y Poblet, 1994 entre otros). Para determinar la variación del buzamiento de los flancos en el tiempo se empleará una técnica similar a la ya utilizada por Espina et al. (1996), Vergés et al. (1996), y Butler y Lickorish (1997). Estos trabajos proponen que el cálculo de la rotación de los flancos de un pliegue para un determinado intervalo de tiempo de su crecimiento es el ángulo que forman entre sí los horizontes cuyo depósito corresponde al inicio y al final de dicho período. No obstante, en estos cálculos deben tenerse en cuenta las posibles variaciones en el buzamiento de las capas debidas a compactación (Fig. 3a).

El ángulo entre flancos de cualquier horizonte estratigráfico de la unidad pre-tectónica para un determinado momento durante la sedimentación sintectónica, así como de cualquier horizonte estratigráfico de la unidad sintectónica en cualquier momento posterior a su depósito, se

obtiene restando de  $180^\circ$  el valor de los buzamientos de los dos flancos obtenidos según la ecuación de la figura 3a (Fig. 3b).

### Inclinación del plano axial

El buzamiento del plano axial de un pliegue en los sedimentos pre-tectónicos en un momento determinado de la sedimentación sintectónica puede determinarse a partir de sumar el buzamiento del flanco trasero y la mitad del ángulo entre flancos, ambos calculados para ese momento según las ecuaciones de las figuras 3a y 3b (Fig. 4).

### CUANTIFICACIÓN DEL CRECIMIENTO DEL ANTICLINAL DE SANTARÉN

#### Geología regional

El orógeno cubano se originó como resultado de la convergencia y posterior colisión de la placa del Caribe con la placa Norteamericana durante el Paleoceno-Eoceno Medio (ver por ejemplo Mann et al. 1995). Esta colisión

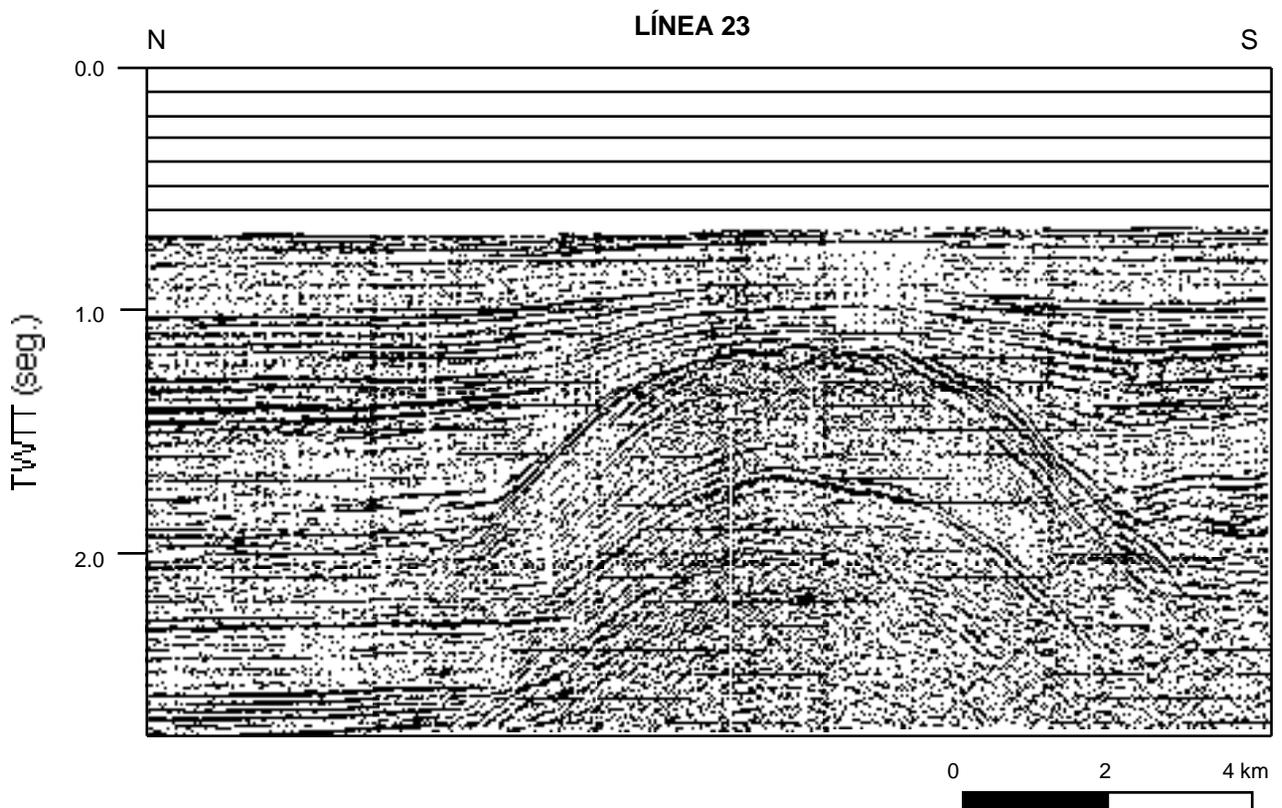


Figura 6. Perfil sísmico n° 23, sin migrar, a través del anticlinal de Santaren. Ver figura 5 para su localización.

Figure 6. Unmigrated seismic profile 23 across the Santaren anticline. See figure 5 for location.

sión dio origen a una serie de pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el noreste, así como otras estructuras, que se extienden a lo largo de la porción norte de la isla de Cuba y llegan hasta el sur del archipiélago de las Bahamas (cuenca de antepaís de las Bahamas) (e.g. Furrázola-Bermúdez et al., 1964; Meyerhoff y Hatten, 1968; Idris, 1975; Pardo, 1975; Tator y Hatfield, 1975a and b; Ball et al., 1985; Echevarría-Rodríguez et al., 1991; Masafarro y Eberli, 1995). El anticlinal de Santaren, situado al noreste de Cuba, es la estructura más externa de la cuenca de antepaís de las Bahamas y está orientado paralelamente a los pliegues y cabalgamientos que forman el cinturón plegado cubano (Fig. 5).

#### Datos

Los datos que se utilizarán para el análisis del anticlinal de Santaren son de dos tipos: un corte geológico y edades precisas de los sedimentos sintectónicos relacionados con el anticlinal.

El corte geológico que se empleará es el realizado por Masafarro et al. (1999) que se basa en el perfil sísmico, no migrado, no. 23 (Figs. 5 y 6). En dicho trabajo se realiza la interpretación geológica de dicho perfil, así como su posterior migración y conversión a profundidad. Como este perfil no es perpendicular a la traza axial del anticlinal de Santaren, sino que se desvía unos 35° de dicha dirección, después de deducir que el anticlinal es un pliegue cilíndrico estos autores construyen una sección normal al eje del pliegue con el fin de obtener los buzamientos reales de las capas involucradas en el plegamiento (Fig. 7). Además, Masafarro et al. (1999) elaboran una serie de secciones teniendo en cuenta la descompactación de los sedimentos sintectónicos para diferentes estadios. Son precisamente los datos de la descompactación junto con el corte real del pliegue los que se usarán para la cuantificación del crecimiento del anticlinal.

En relación a las edades de los principales horizontes sísmicos en el perfil 23, éstas fueron obtenidas a partir de

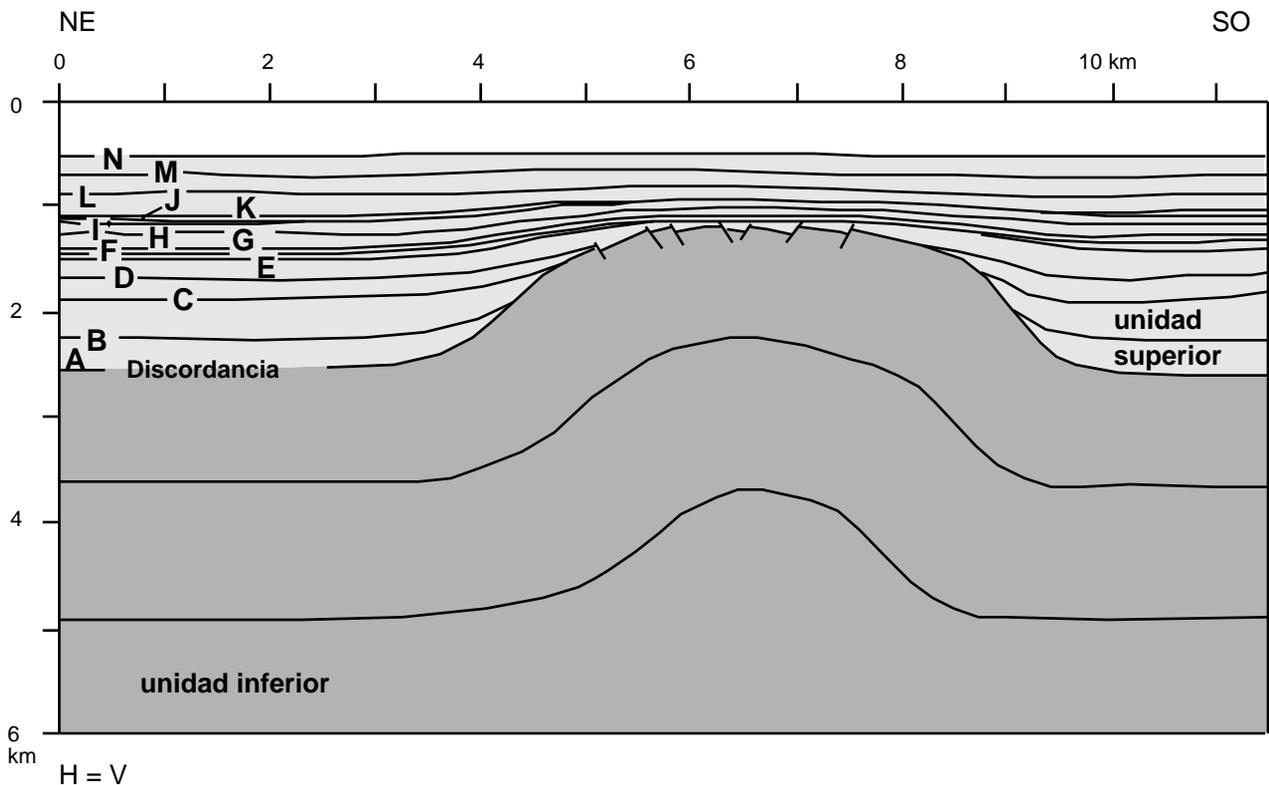


Figura 7. Corte geológico perpendicular a la traza axial del anticlinal de Santaren construido a partir del perfil sísmico nº 23 de la figura 6.

Figure 7. Geological cross section perpendicular to the Santaren anticline axial trace derived from seismic profile 23 in figure 6.

la información de cinco pozos perforados durante el Ocean Drilling Program (ODP) Leg 166 en la pendiente occidental de la plataforma carbonatada de las Bahamas (Eberli et al., 1997; Masaferró et al., 1999).

### Estratigrafía y estructura

El anticlinal de Santaren, de aproximadamente 8 km de ancho por 70 km de largo y de dirección NO-SE, está formado por dos unidades sísmicas separadas por una discordancia (Ball et al., 1985) (Figs. 6 y 7). La unidad inferior, que consiste en reflectores caóticos que se hacen más continuos lateralmente, ha sido atribuida a carbonatos someros de plataforma (Ball et al., 1985; Masaferró y Eberli, 1995; Anselmetti et al., 1997; Masaferró y Eberli, en prensa). Se desconoce la edad de estos materiales. La unidad superior está formada por reflectores continuos y bien definidos. Estas facies sísmicas fueron correlacionadas con las secuencias perforadas durante el ODP Leg 166 y representan carbonatos provenientes de la platafor-

ma, carbonatos pelágicos y pequeñas cantidades de clásticos (Eberli et al., 1997). Se conocen las edades de los horizontes desde C hasta M de la figura 7 puesto que éstos fueron correlacionados desde los pozos hasta el área estudiada. Extrapolando una tasa de sedimentación constante obtenida a partir de los espesores acumulados descompactados de dichos horizontes, Masaferró et al. (1999) estimaron las edades de los horizontes A y B. Las edades obtenidas indican que la sedimentación sintectónica se inició hace aproximadamente 40,2 ma y perdura hasta la actualidad.

Según Masaferró et al. (1999), la unidad inferior es pre-tectónica, mientras que la unidad superior es sintectónica. Estos autores describen la estructura general del anticlinal de Santaren como un pliegue abierto, cuya cresta es más o menos plana, y muestra una suave vergencia hacia el suroeste cuando afecta a la unidad pre-tectónica, mientras que las capas de la unidad superior presentan buzamientos inferiores en los flancos y su geometría es similar a la de las discordancias progresivas descritas por

Riba (1976). Este anticlinal ha sido interpretado como un pliegue de despegue por Masaferró et al. (1999).

### Tasas de crecimiento del anticlinal Santarén en

#### Relieve estructural de la cresta

La descompactación de los sedimentos sintectónicos del anticlinal de Santarén realizada por Masaferró et al. (1999) pone de manifiesto la escasa modificación que dicho proceso supone en el espesor de las capas. A pesar de ello, estas variaciones se han tenido en cuenta en la estimación del relieve estructural de la cresta del techo de la unidad pre-tectónica (que en nuestro ejemplo coincide con la discordancia al no observarse erosión de dicha unidad) para diversos estadios durante la sedimentación sintectónica. En la figura 8 se ilustran dos gráficos correspondientes respectivamente a las dos cuencas adyacentes al pliegue, en los cuales se presentan los valores del relieve estructural de la cresta para diversas edades obtenidos utilizando las técnicas de la figura 1. La evolución del relieve viene representada por una línea que une los distintos puntos. Sin embargo, en ambos casos (Figs. 8a y 8b), para el periodo de tiempo que corresponde al depósito de las capas “onlapantes” (entre A y E) se han representado dos curvas con trayectorias diferentes. Estas curvas representan valores máximos y mínimos, e infinitas posibilidades intermedias, que se pueden interpretar de dos formas:

- La curva superior indica que la sedimentación sintectónica registraría una pequeña parte del crecimiento del pliegue que, mayormente, ya estaría formado. Esta hipótesis estaría de acuerdo con la interpretación de Ball et al. (1985) que sugiere que el pliegue se habría formado durante el Cretácico Superior-Cenozoico Inferior.
- La curva inferior indica que los horizontes A-M registrarían totalmente el crecimiento del anticlinal. Esta hipótesis implicaría que el relieve estructural de la cresta aumenta rápidamente durante los primeros estadios del crecimiento del pliegue (tiempo que abarca la sedimentación desde A hasta E) mientras que a partir del depósito de E, éste crece lentamente.

Los valores del relieve estructural obtenidos para los sedimentos entre E y N ajustan con una función lineal que permite deducir tasas de levantamiento del orden de 0,014 mm/a para la cuenca norte y 0,006 mm/a para la cuenca sur (Figs. 8a y 8b).

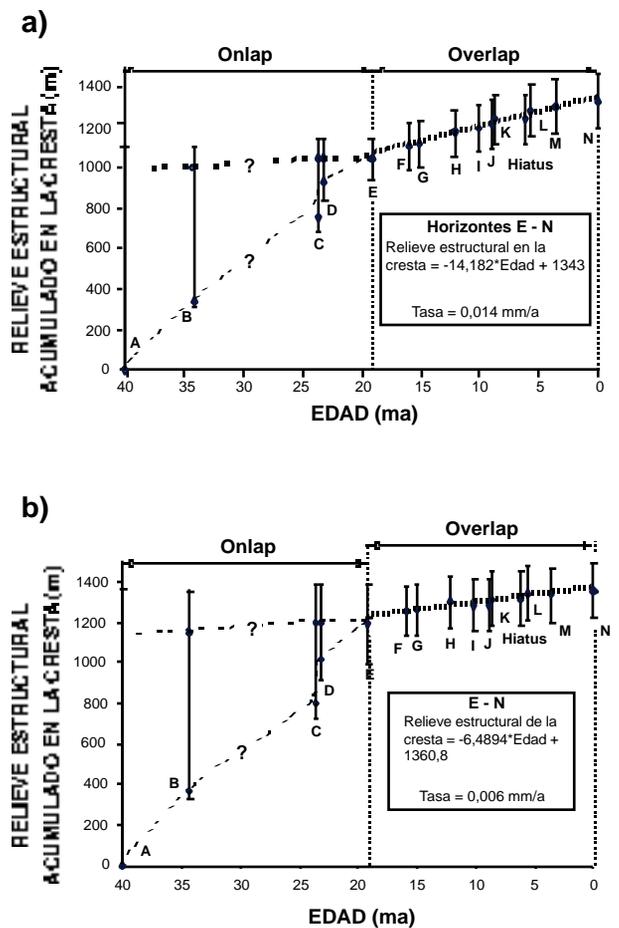


Figura 8. Gráfica que muestra el relieve estructural de la cresta en relación a la edad a) para el flanco norte del anticlinal de Santarén y b) para el flanco sur del anticlinal de Santarén.

Figure 8. Plot of structural relief versus time a) for the northern limb of the Santarén anticline, and b) for the southern limb of the Santarén anticline.

#### Acortamiento

Los valores de acortamiento, calculados a partir de la aplicación de las técnicas que aparecen en la figura 2, han sido representados con respecto a la edad en el gráfico de la figura 9. La evolución del acortamiento viene representada por la línea que une los distintos datos de acortamiento obtenidos, y que muestra una forma similar a las calculadas para la evolución del relieve estructural. La lectura que se puede hacer de esta gráfica coincide con la hipótesis realizada anteriormente:

- En el caso de que el anticlinal estuviera mayormente formado antes del depósito de la unidad sintectónica,

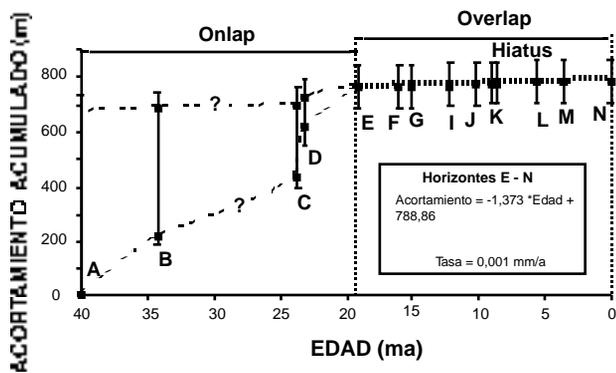


Figura 9. Gráfica que muestra el acortamiento sufrido por el anticlinal de Santaren en relación a la edad.

Figure 9. Plot of shortening versus time for the Santaren anticline.

la tasa de acortamiento durante el depósito de dicha unidad, es baja y más o menos constante.

- b) En el caso de que el anticlinal comience a formarse simultáneamente a la sedimentación de la unidad superior, la tasa de acortamiento es muy grande al inicio del plegamiento (durante el depósito desde A hasta E) y luego decrece (durante el depósito desde E hasta N).

Las tasas de acortamiento promedio calculadas para los horizontes desde E hasta N son extremadamente bajas (0,001 mm/a) (Fig. 9).

#### Rotación de los flancos y ángulo entre flancos

El efecto que produce la compactación en las variaciones de espesor de la unidad sintectónica del anticlinal de Santaren son poco importantes, pero sus consecuencias sobre los buzamientos de las capas son aún más insignificantes (Masferro et al., 1999). Por este motivo, los cálculos de la rotación de los flancos que sufre el techo de la unidad pretectónica durante el depósito de los sedimentos sintectónicos se han realizado directamente a partir de la sección perpendicular a la traza axial del anticlinal, sin tener en cuenta la descompactación (Fig. 7). Los valores de los buzamientos de ambos flancos obtenidos a partir de la técnica que aparece reflejada en la figura 3a se han representado con respecto a la edad en las dos gráficas de la figura 10. A diferencia de los casos anteriores, aquí se obtiene una única curva de evolución para la rotación de los flancos. No obstante, se desconoce si la rotación sufrida hasta el depósito del horizonte B se produjo totalmente durante el lapso de tiempo comprendido entre el depósito de los horizontes A y B, o bien es en parte previa. Si se

comparan las curvas que muestran la rotación de ambos flancos se observan pequeñas diferencias. La rotación es más constante para el flanco norte, como lo demuestra la forma casi rectilínea de la curva. Sin embargo, para el flanco sur, que presenta una rotación total mayor, el giro es más intenso durante el depósito de A hasta E y luego decrece. Las tasas observadas son del orden de 1-0,5°/ma para el flanco norte y de 2-0,5°/ma para el flanco sur.

A partir de los datos disponibles no podemos precisar si el crecimiento del anticlinal de Santaren se debe total o parcialmente al mecanismo de rotación de flancos o si también interviene el mecanismo de migración de charnelas (ver Poblet y McClay, 1996 para una descripción de

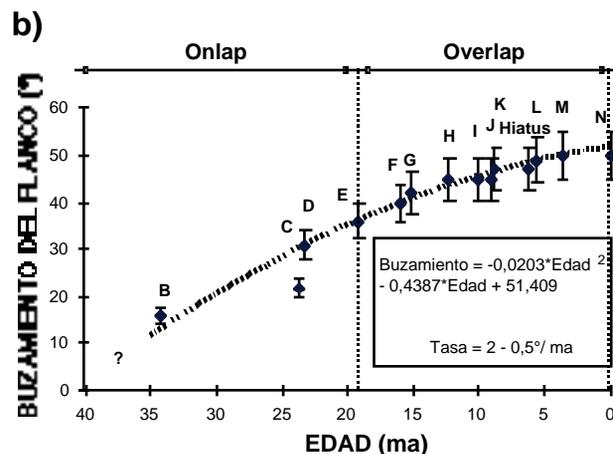
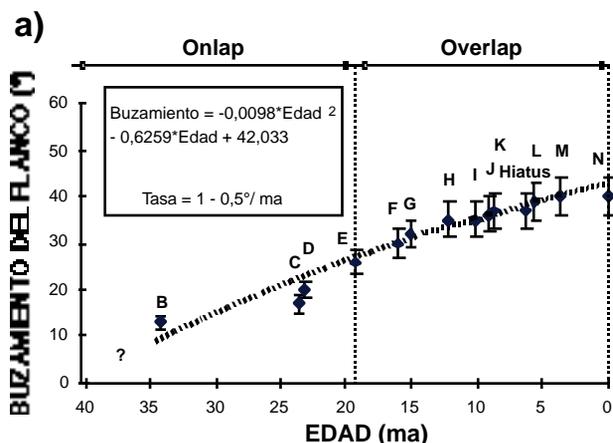


Figura 10. Gráficas que muestran el buzamiento de los flancos del anticlinal en los estratos pretectónicos con respecto a la edad a) para el flanco norte y b) para el flanco sur.

Figure 10. Plot of the limbs' dip of the Santaren anticline in the pretectonic beds versus time a) for the northern limb, and b) for the southern limb.

estos mecanismos en pliegues de despegue). Se han descrito algunos procedimientos para el reconocimiento de los mecanismos que actúan durante el crecimiento de pliegues, tales como el estudio de las micro-mesoestructuras, el estudio de la geometría del pliegue en 2 y 3 dimensiones y el estudio de la geometría de los sedimentos sintectónicos (Beutner y Diegel, 1985; Stewart y Alvarez, 1991; Fischer et al., 1992; Fisher y Anastasio, 1994; Poblet y McClay, 1996; Poblet et al., 1997 y 1998 entre otros). Sin embargo, a pesar de que se pueda obtener información sobre qué mecanismos participan en la formación del pliegue, generalmente esta información no es tan completa como para llegar a conocer el grado de actuación de cada uno de ellos. En el caso de que un análisis exhaustivo de las micro y mesoestructuras que se observan en los flancos de los pliegues permitiera deducir cuál es su longitud inicial, este dato combinado con el cálculo de la rotación de los flancos permitiría conocer el porcentaje de acortamiento que es debido a este mecanismo. Como se ha dicho anteriormente, ésto no ha sido posible en el anticlinal de Santaren, ya que el perfil sísmico del cual deriva nuestro análisis no permite conocer la longitud inicial de los flancos.

Por lo que respecta a la evolución del ángulo entre flancos, la aplicación de la técnica de la figura 3b da los resultados que se ilustran en la figura 11a. Al igual que para la rotación de flancos se obtiene una única curva, si bien se desconoce si el apretamiento sufrido hasta el depósito del horizonte B se produce totalmente durante la sedimentación de la capa A-B, o es en parte previo. Las tasas de apretamiento oscilan entre 3 y 1°/ma.

#### Inclinación del plano axial

Los valores de buzamiento del plano axial de la unidad pretectónica para diferentes estadios durante la sedimentación sintectónica calculados a partir de la técnica de la figura 4, han sido representados en el gráfico de la figura 11b. Se observa que durante la sedimentación sintectónica, el pliegue que afecta a los materiales pretectónicos mantiene siempre una vergencia hacia el suroeste que varía ligeramente en diferentes períodos debido a la variación en las tasas de rotación de los flancos.

#### CONCLUSIONES

Una serie de técnicas desarrolladas a partir del análisis de sedimentos sintectónicos para conocer la evolución a través del tiempo del relieve estructural de la

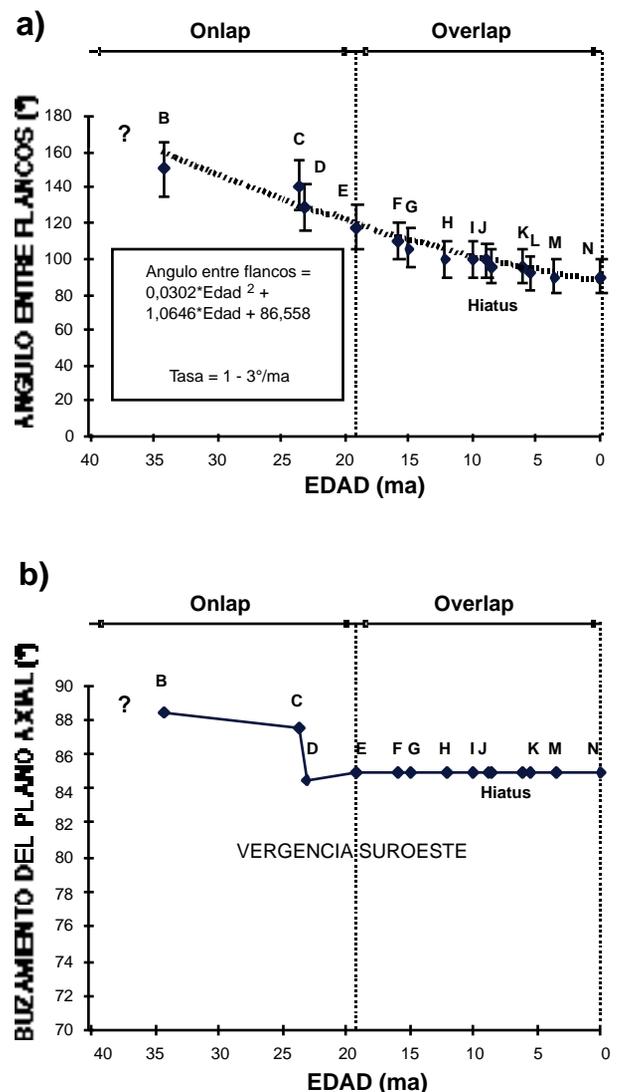


Figura 11. Gráficas para el anticlinal de Santaren que muestran a) la variación del ángulo entre flancos en los estratos pretectónicos con respecto a la edad y b) el buzamiento del plano axial en los estratos pretectónicos con respecto a la edad.

Figure 11. Plots for the Santaren anticline showing a) the variation of the interlimb angle in the pretectonic beds versus time, and b) the dip of the axial surface in the pretectonic beds versus time.

cresta, el acortamiento, la rotación de los flancos, el ángulo entre flancos, y el buzamiento del plano axial de un pliegue, han sido aplicadas con éxito a un ejemplo real situado en la parte externa del cinturón de pliegues y cabalgamientos del orógeno cubano (anticlinal de Santaren). Los resultados obtenidos han permitido conocer en detalle el crecimiento del pliegue durante el

periodo que abarca desde el Eoceno Medio hasta el momento actual.

Los datos obtenidos no permiten precisar la edad del inicio del anticlinal de Santaren, que pudo ser simultáneo al de la sedimentación sintectónica o previo a ésta. Las tasas promedio de levantamiento y acortamiento fueron extremadamente bajas en los últimos 19 ma de su evolución, oscilando entre los 0,014 - 0,006 y 0,001 mm/a respectivamente, mientras que podrían haber sido más altas entre los 40,2 ma y los 19 ma. Desde los 40,2 ma la rotación del flanco sur es mayor que la del flanco norte y, en ambos casos, las tasas son muy bajas (2 -0,5°/ma y 1 - 0,5°/ma respectivamente). Ésto se tradujo en tasas de apretamiento muy bajas (3 - 1°/ma). Además, las variaciones que se observan de un periodo a otro en las diferencias entre las tasas de rotación de los flancos produjeron leves cambios en la inclinación del plano axial, siendo éste ligeramente diferente de un período a otro, aunque mantiene siempre un buzamiento hacia el noreste.

Estos nuevos datos sobre la evolución cinemática del anticlinal de Santaren, sugieren que la parte mas externa del orógeno cubano (cuenca de antepaís de las Bahamas) estuvo sujeta a esfuerzos compresivos desde el Paleógeno Superior hasta el Cuaternario. Esta nueva interpretación contradice algunos modelos de tectónica de placas previos que postulan que esta región permanece estable a partir del Eoceno Medio (por ejemplo Mann et al., 1995).

## AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Josep M. Casas y Dennis Brown los comentarios realizados durante la revisión de este trabajo que han contribuido a su mejora. Este artículo se ha realizado en el marco de los proyectos AMB98-1012-CO2-O2 (Actividad sismotectónica, estructura litosférica y modelos de deformación varisca y alpina en el NO de la Península Ibérica) y PB98-1557 (Mecanismos de plegamiento: teoría y aplicaciones en geología económica y regional) financiados por la DGICYT (Ministerio de Educación y Cultura). M. Bulnes agradece la Beca para la Incorporación a Asturias de Doctores y Tecnólogos otorgada por la FICYT en el marco del II Plan Regional de Investigación del Principado de Asturias.

## BIBLIOGRAFÍA

Anselmetti, F.S., Masafarro, J.L., Eberli, G.P., 1997. Modeling seismic facies changes across carbonate platform margins -

- Implications for seismic interpretations. CSPG-SEPM Joint Convention, Calgary, Alberta.
- Ball, M.M., Marin, R.G., Bock, W.D., Sylwester, R.E., Bowles, R.M., Taylor, D.E., Coward, L., Dodd, J.E., Gilbert, L., 1985. Seismic structure and stratigraphy of northern edge of Bahaman-Cuban collision zone. AAPG Bull., 69, 1275-1294.
- Beutner, E.C., Diegel, F.A., 1985. Determination of fold kinematics from syntectonic fibers in pressure shadows, Martinsburg slate, New Jersey. Amer. J. Sci., 285, 16-50.
- Butler, R.W.H., Lickorish, W.H., 1997. Using high-resolution stratigraphy to date fold and thrust activity: examples from the Neogene of south-central Sicily. J. Geol. Soc. London, 154, 633-643.
- De Celles, P.G., Gray, M.B., Ridgway, K.D., Cole, R.B., Srivastava, P., Pequera, N., Pivnik, D.A., 1991. Kinematic history of a foreland uplift from Palaeocene synorogenic conglomerate, Beartooth Range, Wyoming and Montana. GSA Bull., 103, 1458-1475.
- Eberli, G., Swart, P., Malone, M., 1997. Proceedings ODP Leg 166. Initial Reports. Texas, Ocean Drilling Program Texas A & M University, National Science Foundation, Joint Oceanographic Institutions Inc., 850 p.
- Echevarría-Rodríguez, G., Hernández-Pérez, G., López-Quintero, J.O., López-River, J.G., Rodríguez-Hernández, R., Sánchez-Arango, J.R., Socorro-Trujillo, R., Tenreiro-Pérez, R., Yparraquiere-Pena, J.L., 1991. Oil and gas exploration in Cuba. J. Petrol. Geol., 14, 259-274.
- Espina, R.G., Alonso, J.L., Pulgar, J.A., 1996. Growth and propagation of buckle folds determined from syntectonic sediments (the Ubierna Fold Belt, Cantabrian Mountains, N Spain). J. Struct. Geol., 18(4), 431-441.
- Fischer, M.P., Woodward, N.B., Mitchell, M.M., 1992. The kinematics of break-thrust folds. J. Struct. Geol., 14(4), 451-460.
- Fisher, D.M., Anastasio, D.J., 1994. Kinematic analysis of a large-scale leading edge fold, Lost River Range, Idaho. J. Struct. Geol., 16, 337-354.
- Ford, M., Williams, E.A., Artoni, A., Vergés, J., Hardy, S., 1997. Progressive evolution of a fault-related fold pair from growth strata geometries, Sant Llorenç de Morunys, SE Pyrenees. J. Struct. Geol., 19(3-4), 413-442.
- Furrazola-Bermúdez, G., Judoley, C.M., Mijailovskaya, M.S., Mirolubov, Y.S., Jiménez, A.N., Solsona, J.B., 1964. Geología de Cuba. La Habana, Instituto Cubano de Recursos Minerales.
- Hardy, S., Poblet, J., 1994. Geometric and numerical model of progressive limb rotation in detachment folds. Geology, 22, 371-374.
- Hardy, S., Poblet, J., 1995. The velocity description of deformation. Paper 2: sediment geometries associated with fault-bend and fault-propagation folds. Mar. Petrol. Geol., 12, 165-176.

- Hardy, S., Poblet, J., McClay, K., Waltham, D., 1996. Mathematical modelling of growth strata associated with fault-related fold structures. In P.G. Buchanan, D.A. Nieuwland (eds.). *Modern development in structural interpretation, validation and modelling*, 265-282, London, Geol. Soc. Spec. Publ., 99.
- Idris, F.M., 1975. Reflection seismic measurements in the Old Bahama Channel north of Cuba. Tesis de Master en Ciencias, University of Miami.
- Mann, P., Taylor, F.W., Edwards, R.L., Ku, T., 1995. Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*, 246, 1-69.
- Masaferro, J.L., Eberli, G.P., 1995. Tectonic destruction and segmentation of the Bahamas carbonate platform. *GSA Abstracts with Programs*, A228.
- Masaferro, J.L., Eberli, G.P., en prensa. Jurassic-Cenozoic structural evolution of the southern Great Bahama Bank. In P. Mann (ed.). *Caribbean Basins. Sedimentary of the world*, 4, Amsterdam, Elsevier.
- Masaferro, J. L., Poblet, J., Bulnes, M., Eberli, G. P., Dixon, T., McClay, K., 1999. Palaeogene-Neogene/present day (?) growth folding in the Bahamas foreland; implications for the timing of deformation in the Cuban fold and thrust belt. *J. Geol. Soc. London*, 156, 617-631.
- Medwedeff, D.A., 1989. Growth fold-bend folding at Southeast Lost Hills, San Joaquin Valley, California. *AAPG Bull.*, 73, 54-67.
- Medwedeff, D.A., 1992. Geometry and kinematics of an active, laterally propagating wedge thrust, Wheeler Ridge, California. In S. Mitra, G.W. Fisher (eds.). *Structural geology of fold and thrust belts*, 3-28, Baltimore-London, The John Hopkins University Press.
- Meyerhoff, A.A., Hatten, C.W., 1968. Diapiric structures in Central Cuba. *AAPG Mem.*, 8, 315-357.
- Mount, V.S., Suppe, J., Hook, S.C., 1990. A forward modeling strategy for balanced cross-sections. *AAPG Bull.*, 74, 521-531.
- Pardo, G., 1975. Geology of Cuba. In A.E.M. Nairn, F.G. Stehl (eds.). *The Gulf of Mexico and the Caribbean, ocean margins and basins*, 3, 553-615, New York, Plenum Press.
- Poblet, J., Hardy, S., 1995. Reverse modelling of detachment folds; application to the Pico de Aguila anticline in the South Central Pyrennes (Spain). *J. Struct. Geol.*, 17, 1707-1724.
- Poblet, J., McClay, K., 1996. Geometry and kinematics of single-layer detachment folds. *AAPG Bull.*, 80, 1085-1109.
- Poblet, J., McClay, K., Storti, F., Muñoz, J.A., 1997. Geometries of syntectonic sediments associated with single-layer detachment folds. *J. Struct. Geol.*, 19, 369-381.
- Poblet, J., Muñoz, J.A., Travé, A., Serra-Kiel, J., 1998. Quantifying the kinematics of detachment folds using the 3D geometry: the example of the Mediano anticline (Pyrenees, Spain). *GSA Bull.*, 110(1), 111-125.
- Riba, O., 1976. Syntectonic unconformities in the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sed. Geol.*, 15, 213-233.
- Rowan, M.G., Kligfield, R., Weimer, P., 1993. Processes and rates of deformation: preliminary results from the Mississippi Fan Foldbelt, deep Gulf of Mexico. *GCSSEPM Foundation 14th Annual Research Conference, Rates of Geologic Processes*, 209-218.
- Schneider, C.L., Hummon, D., Yeats, R.S., Huftile, G.L., 1996. Structural evolution of the northern Los Angeles basin, California, based on growth strata. *Tectonics*, 15, 341-355.
- Stewart, K.G., Alvarez, W., 1991. Mobile-hinge kinking in layered rocks and models. *J. Struct. Geol.*, 13, 243-259.
- Storti, F., Poblet, J., 1997. Growth stratal architectures associated with décollement folds and fault-propagation folds. *Tectonophysics*, 282(1-4), 353-374.
- Suppe, J., Chou, S.Y., Hook, S., 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. In K. McClay (ed.). *Thrust Tectonics*, 105-121, London, Chapman and Hall.
- Suppe, J., Sàbat, F., Muñoz, J.A., Poblet, J., Roca, E., Vergés, J., 1997. Bed-by-bed fold growth by kink band migration: Sant Llorenç de Morunys, Eastern Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 19(3-4), 443-462.
- Tator, B.A., Hatfield, L.E., 1975a. Bahamas present complex geology, part 1. *Oil & Gas Journal*, 73, 172-176.
- Tator, B.A., Hatfield, L.E., 1975b. Bahamas present complex geology, part 2. *Oil & Gas Journal*, 73, 120-122.
- Torrente, M.M., Kligfield, R., 1995. Modellizzazione predittiva di pieghe sinsedimentaire. *Boll Soc. Geol. It.*, 114, 293-309.
- Vergés, J., Burbank, D.W., Meigs, A., 1996. Unfolding: an inverse approach to fold kinematics. *Geology*, 24(2), 175-179.
- Wickham, J., 1995. Fault displacement-gradient folds and the structure at Lost Hills, California (U.S.A.). *J. Struct. Geol.*, 17(9), 1293-1302.