

# El banco carbonatado jurásico de la Sierra de los Organos, Provincia de Pinar del Río; su desarrollo y situación paleotectónica

ANDRZEJ PSZCZÓLKOWSKI

## RESUMEN

La secuencia jurásica de la Sierra de los Organos en la parte occidental de Cuba contiene las calizas del banco poco profundo del Oxfordiano Superior-Titoniano Inferior. Las calizas en cuestión se acumularon en condiciones de turbulencia moderada y sin la influencia visible de los arrecifes coralinos o coralino-algales. Al Norte del banco carbonatado se depositaron las calizas de la secuencia de la Sierra del Rosario, en un ambiente por lo general más tranquilo y probablemente más profundo. El banco carbonatado de la Sierra de los Organos fue gradualmente sumergido en el Titoniano. La comparación de las velocidades de sedimentación de los depósitos del banco carbonatado y de las rocas más jóvenes, indica la tendencia persistente a la subsidencia no compensada por la deposición entre el Titoniano y el Cretácico Inferior.

Las secuencias jurásicas de la Sierra de los Organos y de la Sierra del Rosario formaban parte de una región paleogeográfica más amplia ahora situada en la parte sur de la mitad occidental de Cuba. Los datos sobre la paleogeografía del Jurásico en la Cordillera de Guaniguanico favorecen la conexión de la región mencionada con la América Central, hasta el Oxfordiano. Sin embargo, estos datos no eliminan la idea de que el área de sedimentación de la Sierra de los Organos estuvo estructuralmente vinculada con la Plataforma de las Bahamas, antes del Oxfordiano.

## 1. INTRODUCCIÓN

El trabajo presente se refiere a los depósitos carbonatados del Jurásico Superior de la Sierra de los Organos y de la Sierra del Rosario, en la parte occidental de Cuba (Fig. 1). Algunos datos relativos a las cuestiones de la estratigrafía y las facies del Jurásico Superior de las regiones mencionadas se encuentran en los trabajos de HERRERA (1961), SEIGLIE (1961), HATTEN (1967), KHUDOLEY y FURRAZOLA-BERMÚDEZ (1968), KHUDOLEY y MEYERHOFF (1971), HOUSA y NUEZ (1972), WIERZBOWSKI (1976), MYCZYNSKI (1976), y KUTEK *et al.* (1976). Recientemente, la problemática de la litoestratigrafía y del desarrollo de las facies del Jurásico de las sierras de los Organos y del Rosario (= Cordillera de Guaniguanico) fue estudiada por PSZCZÓLKOWSKI (1978).

---

Manuscrito aprobado el 15 de enero de 1980.

A. Pszczólkowski pertenece al Instituto de Ciencias Geológicas, de la Academia de Ciencias de Polonia.

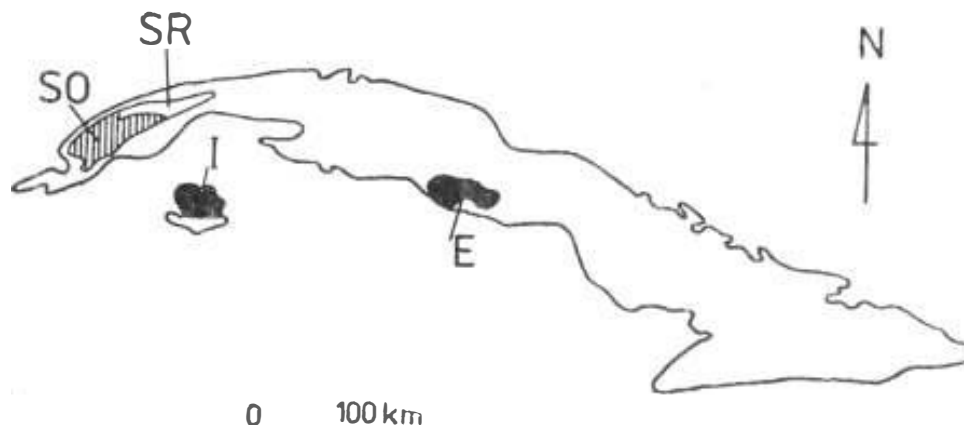


FIG. 1. Croquis de Cuba: SO-Sierra de los Organos, SR-Sierra del Rosario, I-macizo metamórfico de Isla de Pinos, E-macizo metamórfico del Escambray.

## 2. GENERALIDADES SOBRE LOS DEPÓSITOS JURÁSICOS

La secuencia jurásica de la Sierra de los Organos (Fig. 2) se compone de tres formaciones: San Cayetano, Jagua, y Guasasa. Estas formaciones yacen en concordancia una sobre otra. La Formación San Cayetano está constituida por sedimentos terrígenos, principalmente depositados en una llanura costera aluvial, en un delta y en el mar poco profundo (HACZEWSKI, 1976). La acumulación de los sedimentos de la Formación San Cayetano, con un espesor estimado en la Sierra de los Organos de 3 000 m, se terminó en el Oxfordiano. La Formación Jagua comprende calizas conchíferas, esquistos con concreciones calcáreas y calizas micríticas, con un espesor total de 160 m. Estos depósitos contienen abundantes ammonites del Oxfordiano Medio a Superior (WIERZBOWSKI, 1976; MYCZYNSKI, 1976). La Formación Guasasa (Oxfordiano Superior-Cenomaniano) se divide en cinco miembros, de los cuales sólo nos interesa aquí el Miembro San Vicente (Oxfordiano Superior-Titoniano Inferior). En algunos perfiles de la Formación Guasasa faltan los depósitos post-Kimmeridgianos a causa de la erosión paleocénica (PSZCZÓLKOWSKI, 1978).

La secuencia del Jurásico en la Sierra del Rosario comprende las formaciones San Cayetano, Francisco, y Artemisa (parte inferior) (Fig. 2). Los depósitos terrígenos de la Formación San Cayetano, con un espesor máximo de 1 000 m, tienen rasgos de flysch (HACZEWSKI, 1976; PSZCZÓLKOWSKI, 1978). Los sedimentos terrígeno-calcáreos de la Formación Francisco (Oxfordiano Medio) se consideran como el equivalente facial de la Formación Jagua (KUTEK *et al.*, 1976). La Formación Artemisa se compone de calizas bien estratificadas, cuyo espesor alcanza hasta 200 m en su parte jurásica en muchos perfiles.

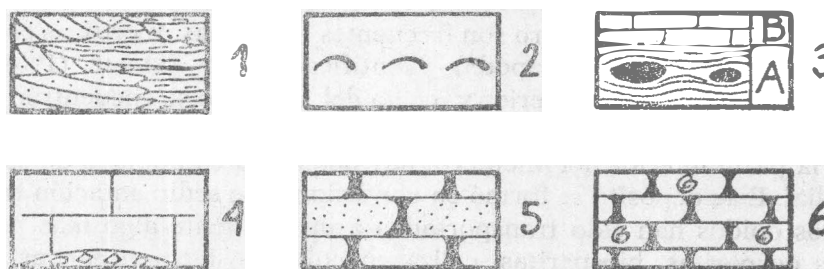
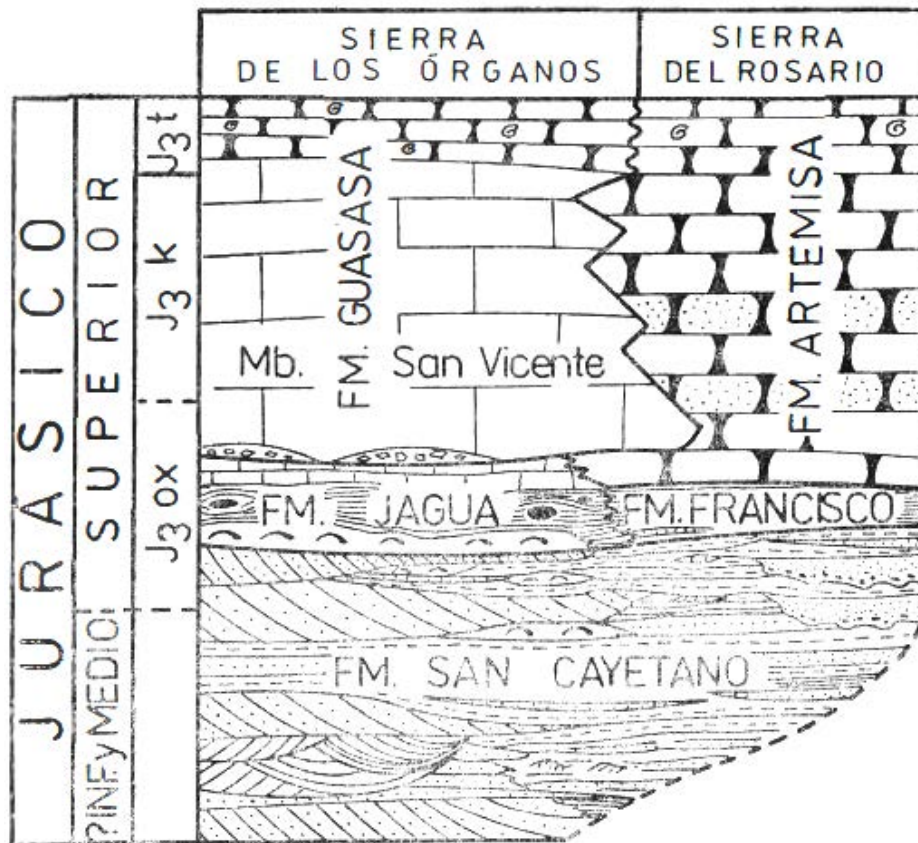


FIG. 2. Esquema litoestratigráfico de las secuencias jurásicas de la Sierra de los Organos y de la Sierra del Rosario:  $J_3ox$ -Oxfordiano;  $J_3k$ -Kimmeridgiano;  $J_3t$ -Titi-niano. 1-depósitos terrígenos de la Formación San Cayetano; 2-coquinas y calizas bioclásticas; 3-esquistos con concreciones calcáreas (A) y calizas micríticas (B) de la Formación Jagua; 4-calizas masivas poco profundas, a veces dolomíticas, con brecha sedimentaria en su base (Miembro San Vicente); 5-calizas micríticas y detríticas de la parte inferior de la Formación Artemisa; 6-calizas con ammonites del Titi-niano.

Las rocas jurásicas de la Sierra de los Organos y de la Sierra del Rosario están incluidas en un conjunto de nappes (HATTEN, 1967; RIGASSI-STUDER, 1963; PIOTROWSKA, 1975; PSZCZÓLKOWSKI, 1977).

### 3. LITOLOGÍA Y MICROFACIES DE LOS DEPÓSITOS DEL OXFORDIANO SUPERIOR-TITONIANO INFERIOR

#### 3.1 Miembro San Vicente de la Formación Guasasa

El Miembro San Vicente se compone de calizas masivas o en capas gruesas (0,8-3 m) de color gris claro hasta negro, con un espesor máximo medido de 650 m. Las calizas en cuestión incluyen depósitos micríticos, calcilutíticos, calcareníticos, y calcirudíticos. Las variedades litológicas mencionadas se pueden estudiar, ante todo, en las secciones delgadas, debido a su homogeneidad macroscópica, su dolomitización parcial o completa, y su intensa carsificación. Las calcilutitas presentan frecuentemente estratificación horizontal fina, mientras que la estratificación oblicua no se observa. A veces se manifiesta estratificación gradacional normal, destacada en las calcarenitas y calciruditas finas por la disminución del grano hacia arriba. Los contactos entre las capas con estratificación gradacional y los sedimentos finos son bien marcados, a menudo irregulares, con canales provocados por organismos (*ichnofauna*). En la parte más alta del Miembro, en algunos perfiles, hay paquetes de calizas en capas delgadas con microfósiles planctónicos mal preservados, intercalados con las calcarenitas y calciruditas (Fig. 3). Debido al relieve muy disectado y a la estructura tectónica complicada, la continuidad lateral de las capas por lo general no se puede observar. En la base del Miembro se encuentra a menudo una brecha calcárea sedimentaria (HATTEN, 1967), tectónicamente deformada.

Las microfacies de las calizas del Miembro San Vicente han sido estudiadas en seis perfiles seleccionados (PSZCZÓLKOWSKI, 1978). La composición microfacial se presenta esquemáticamente en la Fig. 3. En la parte inferior del Miembro son frecuentes las calizas micríticas con coprolitos de Crustacea (Decapoda), identificados por SEIGLIE (1961) como *Favreina*. En la parte inferior y media del Miembro se encuentran a menudo pelosparitas, a veces con favreinas y oncolitos. En uno de los perfiles, en la parte inferior del Miembro, hay oomicrita con ooidos de estructura radial. Este depósito se formó en condiciones de sedimentación tranquila, o los ooidos han sido transportados a un ambiente algo más profundo. Las oosparitas, biosparitas, calizas oncolíticas, intraoosparitas, e intrabiosparitas se encuentran ante todo en la parte superior del perfil. Las más frecuentes son las microfacias de composición mixta y calizas oncolíticas. En las biosparitas e intrabiosparitas predominan, como su componente orgánico, las algas (Codiaceae, Corallinaceae, Cyanophyta, Solenoporaceae, y Dasycladaceae). Hay también calizas con pelecípodos. Los gasterópodos, espinas de erizos, y foraminíferos bentónicos (Textulariidae

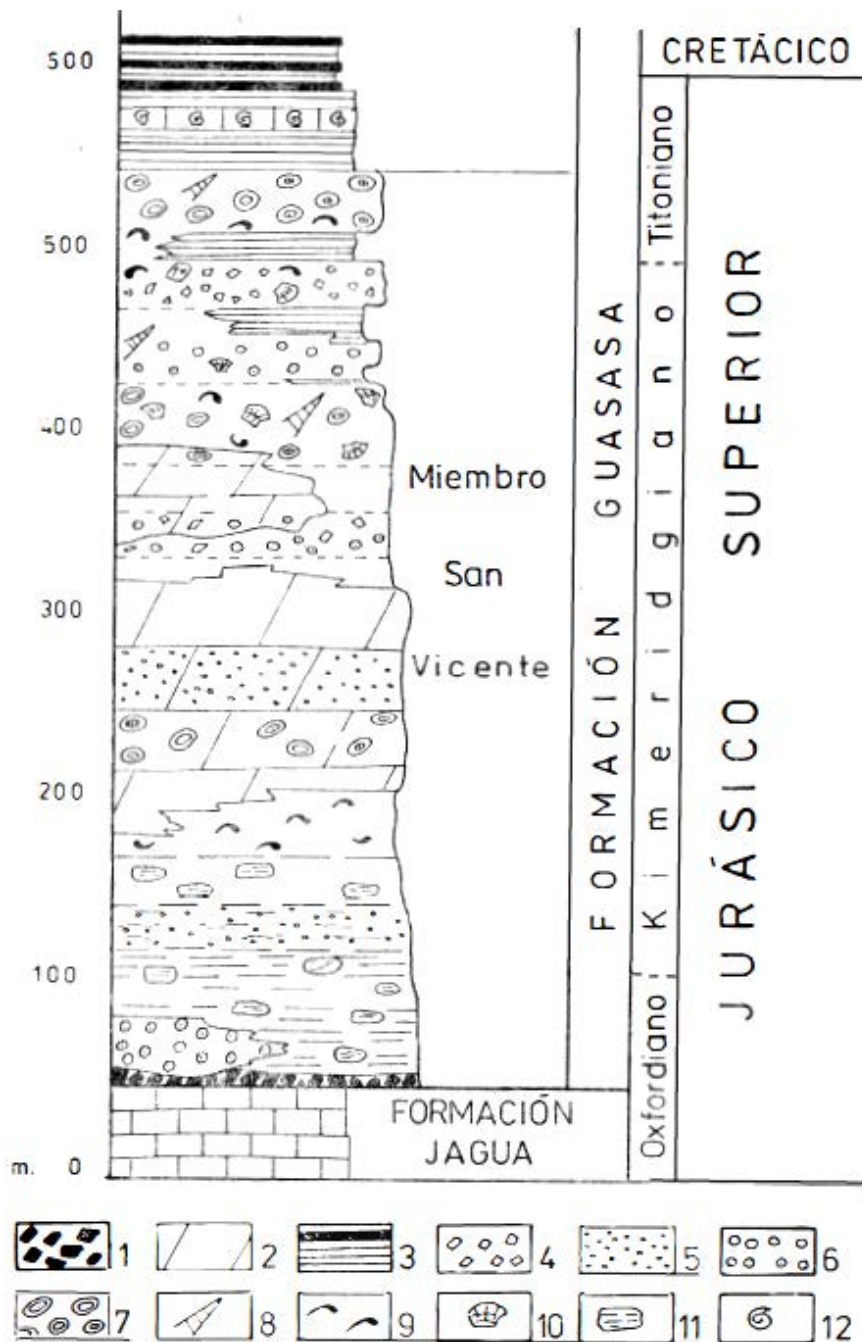


FIG. 3. Columna esquemática del Miembro San Vicente (Formación Guasasa): 1-brecha calcárea sedimentaria; 2-calizas dolomitizadas; 3-calizas en capas delgadas, a veces con lentes de pedernal; 4-intraclastos; 5-pelsparitas; 6-ooides; 7-oncolitos; 8-gasterópodos; 9-pelecípodos; 10-algas calcáreas; 11-favreinas; 12-ammonites.

y otros), se encuentran menos frecuentemente. Los corales y su detrito no se ven. En las intraoosparitas e intrabiosparitas hay frecuentes granos compuestos de intraclastos y/o ooidos cementados probablemente por las algas (Cyanophyta).

### 3.2 Parte inferior de la Formación Artemisa

En la Sierra del Rosario los depósitos equivalentes al Miembro San Vicente de la Formación Guasasa pertenecen a la parte inferior de la Formación Artemisa (Fig. 2). Estos depósitos consisten en calizas micríticas con microfósiles planctónicos mal preservados y no muy frecuentes (radiolarios, *Globochaete alpina* Lombard, y ?stomiosféricos), calcarenitas y calciruditas. Las calizas detríticas contienen bioclastos de pelecípodos, equinodermos, algas, y también ooidos, oncolitos y litoclastos típicos para la zona de sedimentación poco profunda. Los contactos entre las calizas detríticas y micríticas son bien marcados y a veces se observa la estratificación gradacional en las primeras, lo que permite interpretarlas como depósitos alóctonos.

## 4. LOS SEDIMENTOS DEL TITONIANO

Los sedimentos del Titoniano de las formaciones Guasasa y Artemisa (Fig. 2) se pueden considerar como una facies bien definida por su litología y el contenido faunal. Las calizas se presentan como coquinas, biocalciruditas, biocalcarenitas y biocalcilutitas, con abundantes ammonites, ápticos y restos de peces (Fm. Artemisa); y calizas a veces dolomitizadas, con ammonites, braquiópodos, gasterópodos y pelecípodos (Fm. Guasasa). En los sedimentos del Titoniano Medio y Superior hay también microfacies caracterizadas por la presencia de *Saccocoma* y tintínidos de los géneros *Crassicollaria*, *Chitinoidella*, y *Calpionella* (KREISEL y FURRAZOLA-BERMÚDEZ, 1971; PSZCZÓLKOWSKI, 1978), así como de radiolarios. Estos depósitos están bien estratificados en capas de 0,05-1,0 m, de colores gris y negro. En la Sierra de los Organos la transición entre las calizas del Miembro San Vicente y las calizas más jóvenes del Titoniano es gradual, o el contacto está localmente marcado por la presencia de una discontinuidad sedimentaria. El espesor de los depósitos del Titoniano no sobrepasa los 60 m en la mayoría de los perfiles.

## 5. INTERPRETACIÓN DE LAS CONDICIONES DE SEDIMENTACIÓN

Las estructuras sedimentarias y el contenido microfacial del Miembro San Vicente indican claramente el carácter poco profundo de los depósitos calcáreos en cuestión. Las condiciones hidrodinámicas de la sedimentación en general se caracterizaban por la turbulencia moderada. Esta conclusión se apoya en la presencia de depósitos micríticos y calcilutitas con coprolitos de Crustacea y de pelmicritas y calcarenitas con abundantes oncolitos y granos compuestos, en comparación con la escasez de cali-

zas oolíticas puras y total ausencia de la estratificación oblicua de gran escala. Los sedimentos parecidos se forman actualmente en las zonas más profundas y/o protegidas en las áreas de sedimentación calcárea poco profunda (PURDY, 1963). Las calizas interpretadas aquí como el sedimento acumulado en condiciones relativamente tranquilas predominan en la parte inferior del Miembro San Vicente, mientras que los depósitos de ambiente más turbulento (calciruditas y calcarenitas) abundan en la parte superior. En la porción media del Miembro aparecen ambos tipos de depósitos, a menudo secundariamente dolomitizados (Fig. 3). Las capas de calizas con estratificación gradacional han sido depositadas por eventos sedimentarios vinculados más probablemente con fuertes tempestades, ciclones o tsunamis (KELLING y MULLIN, 1975). La sucesión vertical de depósitos acumulados en condiciones de menos a más turbulentas, se puede explicar por la disminución gradual de la profundidad del mar.

Los depósitos calcáreos en cuestión han sido acumulados en un banco poco profundo, caracterizado por la ausencia de los biolitos (*sensu* FOLK, 1959) y de los sedimentos detríticos coralinos. Las biosparitas con restos de algas pueden considerarse eventualmente como los equivalentes de “coralgal facies” del Gran Banco de Bahamas (PURDY, 1963) o de las arenas compuestas por fragmentos de corales y algas del Golfo Pérsico (WAGNER y TOGT, 1973), pero no son abundantes. En general, los depósitos carbonatados poco profundos del Jurásico Superior de la Sierra de los Organos se acumularon sin la influencia visible de los arrecifes coralinos o coralino-algales. Los únicos fragmentos de corales encontrados aparecieron en una capa de brecha calcárea, pero en los depósitos del Titoniano de la Formación Artemisa en la Sierra del Rosario, es decir, fuera del banco de la Sierra de los Organos. La presencia del detrito de algas calcáreas en algunas capas del Miembro San Vicente, sugiere que la descomposición de estas plantas constituía una de las principales fuentes del carbonato de calcio en los depósitos poco profundos, como en el caso de “Bight of Abaco” en Bahamas (NEUMANN y LAND, 1975).

Los sedimentos de la parte inferior de la Formación Artemisa, en la Sierra del Rosario, se acumularon en un ambiente por lo general más tranquilo, y probablemente más profundo, aunque no tienen los rasgos de los depósitos pelágicos típicos. En los perfiles próximos a la Sierra de los Organos hay calizas parecidas al Miembro San Vicente, lo que demuestra la transición entre el banco poco profundo y la cuenca sedimentaria calcárea de la Sierra del Rosario. El material clástico poco profundo fue redepositado del banco hacia la cuenca mencionada (Fig. 4). Gran parte de los sedimentos calcáreos finos también provenía, probablemente, de la misma fuente, gracias a la “superproducción” de los mismos en el banco y el transporte de ellos hacia las zonas adyacentes más profundas (NEUMANN y LAND, 1975).

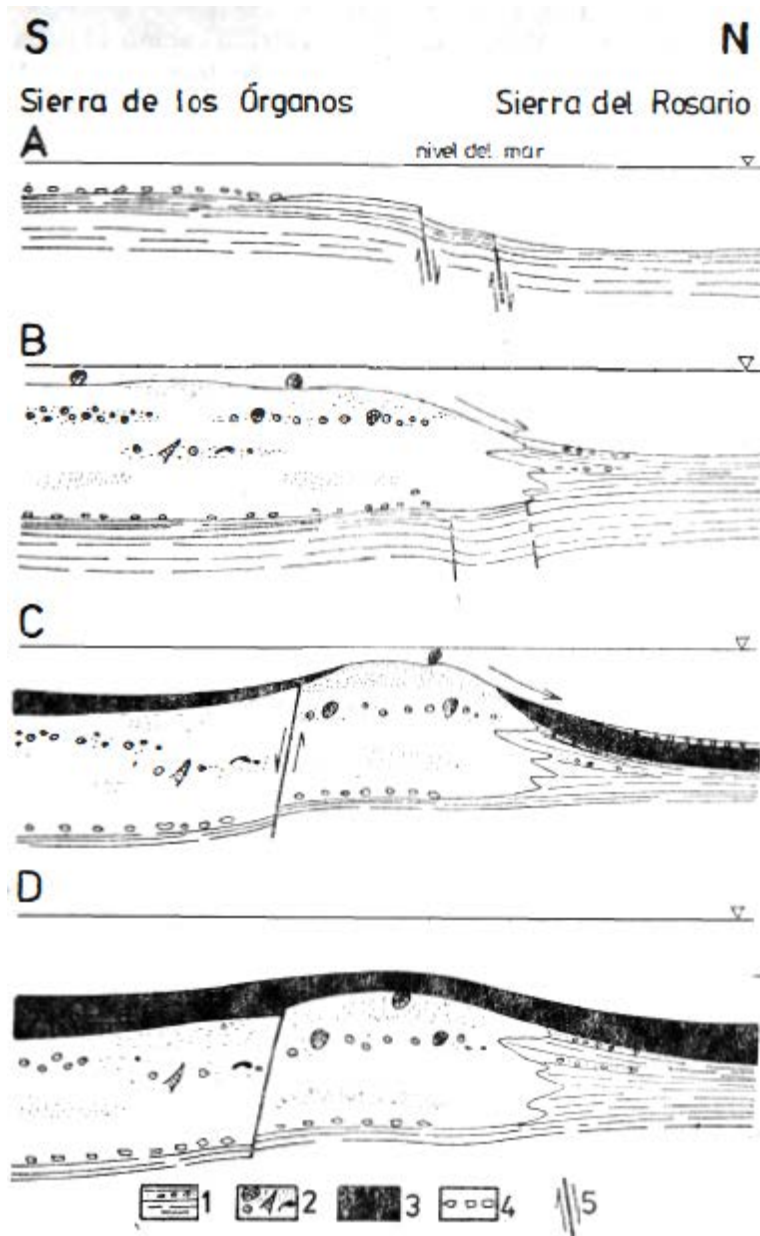


FIG. 4. Desarrollo del banco carbonatado jurásico de la Sierra de los Organos: A-Oxfordiano Superior (movimientos ascendentes en la Sierra de los Organos al final de la deposición de la Formación Jagua); B-Oxfordiano Superior-Titoniano Inferior (deposición de los carbonatos poco profundos; la flecha indica la dirección de transporte del material poco profundo hacia la cuenca de la Sierra del Rosario); C-Titoniano (hundimiento de gran parte del banco carbonatado); D-Berriasiano (fin de la deposición poco profunda en todo el área de la Sierra a los Organos). 1-calizas micríticas estratificadas, intercaladas con calcarenitas y calciruditas con material poco profundo; 2-depositos carbonatados poco profundos con fragmentos de algas, gasterópodos, pelecipodos, ooidos, y oncolitos; 3-calizas pelágicas; 4-brecha calcárea en base de calizas poco profundas; 5-fallas hipotéticas.



Las calizas del Titoniano con fauna neotónica y microfósiles planctónicos se depositaron en condiciones de sedimentación tranquila, por debajo de la base del oleaje. Las corrientes han influido localmente en el fondo del mar titoniano, lo que está marcado por la presencia de capas bioclásticas con ammonites ápticos, y restos de peces en la Formación Artemisa. Algunas capas detríticas (calcarenitas hasta brechas) con material calcáreo poco profundo se formaron a causa de los deslizamientos submarinos y las corrientes densas (turbiditas calcáreas) inclusive. En general, el ambiente de la deposición de los sedimentos en cuestión corresponde a la parte profunda de la zona nerítica y a la porción alta de la zona batial (véase también BRYANT *et al.*, 1969). En la Sierra de los Organos los depósitos del Titoniano Tardío se caracterizan por el mayor desarrollo de las microfácies con tintínidos y radiolarios en comparación con las calizas del Titoniano Inferior y Medio, lo que indica el incremento de las condiciones pelágicas al final del Jurásico.

## 6. EL DESARROLLO DEL BANCO CARBONATADO

La historia del banco carbonatado de la Sierra de los Organos empezó en el Oxfordiano. Por debajo de las calizas del Miembro San Vicente, 160 m más abajo en la sección, se encuentran los depósitos deltaico-marinos poco profundos de la Formación San Cayetano, cubiertos por las calizas bioclásticas y conchíferas de la parte inferior de la Formación Jagua (Fig. 2). La deposición poco profunda marina fue interrumpida por la transgresión del Oxfordiano Medio. Los datos faunísticos existentes (MYCZYNSKI, 1976; KUTEK *et al.*, 1976) no permiten definir con exactitud el momento en que se restauró la sedimentación calcárea poco profunda; no obstante, ellos indican el Oxfordiano Superior como más probable.

En la etapa inicial del desarrollo del banco carbonatado existieron las condiciones para una deposición relativamente tranquila. La escasez de la fauna podría indicar que la sedimentación tuvo lugar en un ambiente restringido (laguna marina?). Con el tiempo, las condiciones se cambiaron gradualmente hacia más turbulentas y menos estables, lo que se explica por una mayor deposición respecto a la subsidencia. Durante el Oxfordiano Superior-Titoniano Inferior el fondo marino estuvo inclinado (paleopendiente) al *N*, es decir, hacia la cuenca de la Sierra del Rosario (Fig. 4).

La sedimentación poco profunda se terminó en el Titoniano Inferior. El hundimiento del banco carbonatado fue gradual. No se desarrollaron los depósitos condensados típicos conocidos en la región mediterránea en Europa (JENKYN y TORRENS, 1971); sin embargo, las calizas del Titoniano se acumularon en condiciones de sedimentación lenta. En el Titoniano Medio gran parte del banco de la Sierra de los Organos fue cubierto por los sedimentos de mar abierto. En el Titoniano Medio y Superior la paleopendiente estuvo inclinada también hacia el área de la Sierra del

Rosario (Fig. 4), aunque la equiparación de las facies al final del Jurásico indica que era menos pronunciada que antes. En el Berriasiano todo el área del banco carbonatado subsidió a tal profundidad que prácticamente no influyó en el carácter de la sedimentación del Cretácico Inferior, que era totalmente pelágica.

## 7. SITUACIÓN PALEOTECTÓNICA EN EL JURÁSICO SUPERIOR

La secuencia aluvial y deltaico-marina poco profunda de la Formación San Cayetano, en la Sierra de los Organos (pre-Oxfordiano Medio), se acumuló en la zona marginal del área continental, según el modelo propuesto por HACZEWSKI (1976). El banco carbonatado se formó en la misma área, durante el Jurásico Superior, aunque sobrepasando ligeramente el límite septentrional de la Formación San Cayetano, en la Sierra de los Organos, o sea, hacia la cuenca de la Sierra del Rosario. El establecimiento de la deposición carbonatada poco profunda en la Sierra de los Organos, al final del Oxfordiano, fue relacionado por HATTEN (1967) a movimientos verticales débiles, cuyos efectos no se observan en la secuencia jurásica de la Sierra del Rosario (PSZCZÓLKOWSKI, 1971). El movimiento positivo en la primera región estuvo posiblemente acompañado por la formación de algunas fallas en la zona transicional con la cuenca sedimentaria de la Sierra del Rosario (Fig. 4). De la comparación de las facies de las formaciones Jagua y Guasasa (Miembro San Vicente), la magnitud de los movimientos ascendentes en la Sierra de los Organos se puede estimar como de 100-170 m. La deposición entre el Oxfordiano Superior y el Titoniano Inferior transcurría en condiciones de subsidencia continua, lo que permitió la acumulación de 500 hasta 650 m de carbonatos poco profundos. La velocidad de la deposición de los sedimentos en cuestión se calcula como de 80-100 m por cada millón de años y supera a las velocidades computadas para la Plataforma de Bahamas (38 m por cada millón de años, según GOODELL y GARMAN, 1969), así como para las plataformas como promedio (20-70 m por cada millón de años, según FISCHER, 1969). Como una de las posibles explicaciones de la elevada velocidad de subsidencia del banco carbonatado de la Sierra de los Organos, se podría sugerir una prolongada compactación de los sedimentos arcillosos de la Formación San Cayetano. La velocidad de la sedimentación en el Titoniano se calcula como de 8-10 m por cada millón de años, es decir, diez veces menor en comparación con el resultado obtenido para el banco carbonatado de la Sierra de los Organos. Los depósitos pelágicos del Cretácico Inferior se acumularon con una velocidad todavía más reducida (PSZCZÓLKOWSKI, 1978), lo que indica una tendencia persistente a la subsidencia no compensada por la deposición en el área de sedimentación de la Sierra de los Organos, entre el Titoniano Inferior y el Cretácico Inferior. La misma tendencia se manifiesta en las secuencias estratigráficas de la Sierra del Rosario (PSZCZÓLKOWSKI, 1978) y en las zonas de Placetás y Camajuaní (= Las Villas) en la parte central de Cuba (PARDO, 1975).

En la porción más septentrional de Cuba (zona de Remedios) y en la Plataforma de las Bahamas, los depósitos del Títoniano-Cretácico Inferior están desarrollados en facies poco profundas (KHUDDOLEY y MEYERHOFF, 1971; MEYERHOFF y HATTEN, 1974; GARCÍA-SÁNCHEZ, 1978). Por eso es más probable que el banco carbonatado jurásico de la Sierra de los Organos resultó sumergido como consecuencia de movimientos tectónicos y no por causa de una transgresión eustática del Títoniano solamente. Los movimientos tectónicos mencionados comprendieron gran parte del área de Cuba occidental y central, sin afectar significativamente el territorio de la plataforma en su margen meridional (PARDO, 1975).

El límite septentrional del banco carbonatado de la Sierra de los Organos sobrepasa muy ligeramente el margen continental supuesto por HACZEWSKI (1976). Otros límites paleogeográficos del mismo no se conocen por causa de los contactos tectónicos actuales. La superficie de ese banco carbonatado del Jurásico Superior en la Sierra de los Organos se estima que fue de  $125 \times 70$ -120 km, tomando en cuenta la repetición de las unidades tectónicas sobrecorridas. El área en cuestión estaba separada de los arrecifes y bancos de la Plataforma de Yucatán y de la escarpa de la Florida meridional (BRYANT *et al.*, 1969). Sin embargo, hay que subrayar la posibilidad de la conexión directa o indirecta, en el sentido paleogeográfico, de la región de la Sierra de los Organos con el área de los macizos de Isla de Pinos y Escambray, donde afloran mármoles mesozoicos (Fig. 1) parecidos a las calizas del Miembro San Vicente y a otras calizas del Jurásico Superior (MILLÁN, 1975; MILLÁN y SOMIN, 1976).

Recientemente ha sido comprobada la edad Jurásico Superior de algunas calizas metamorfizadas del macizo del Escambray (MILLÁN y MYCZYNSKI, 1978), aunque faltan todavía datos más detallados sobre la existencia de facies equivalentes al banco carbonatado de la Sierra de los Organos. Es decir, que las secuencias jurásicas de la Sierra de los Organos y de la Sierra del Rosario formaban parte de una región paleogeográfica mucho más amplia, caracterizada por la sucesión de los depósitos terrígenos equivalentes a la Formación San Cayetano o a la Formación Arroyo Cangre (PIOTROWSKI, 1977), y de los carbonatos parecidos a las formaciones Jagua, Guasasa, o Artemisa. En el sentido estructural, la mencionada región paleogeográfica del Jurásico corresponde a "la tercera región" de Millán (en MILLÁN y SOMIN, 1976), con un basamento premesozoico supuesto, considerada antes por MAC GILLAVRY (1970) como "southern sialic block".

Con respecto a la posible relación de la región paleogeográfica (y estructural) en cuestión, durante el Jurásico, con las áreas continentales y platafórmicas, han sido expresadas dos opiniones fundamentales. Según la primera opinión, la región mencionada fue vinculada con la Plataforma de Bahamas (KHUDDOLEY y MEYERHOFF, 1971; MEYERHOFF y HATTEN, 1974; PARDO, 1975; ITURRALDE-VINENT, 1981), y separada de ella en el Jurá-

sico como consecuencia del "rift" (ITURRALDE-VINENT, 1981). La segunda opinión sugiere la conexión con la América Central (MAC GILLAVRY, 1970; FREELAND y DIETZ, 1971; PSZCZÓLKOWSKI, 1978). Los datos sobre la paleogeografía del Jurásico en la Cordillera de Guaniguanico (HACZEWSKI, 1976; PSZCZÓLKOWSKI, 1978) suministran argumentos favorables para la segunda opinión. Sin embargo, estos datos no eliminan la idea de que el área de la sedimentación poco profunda de la Sierra de los Organos estuvo también estructuralmente vinculada con la Plataforma de Bahamas antes del Oxfordiano.

Por fin, un probable enlace estructural de la región de la Sierra de los Organos-Isla de Pinos-Escambray con la Plataforma de Bahamas antes del Oxfordiano, y también con la América Central hasta el Oxfordiano (PSZCZÓLKOWSKI, 1978), ofrecería una posibilidad que une las opiniones citadas más arriba. Las condiciones de tensión general en la región del Caribe en el Jurásico (LADD *et al.*, 1973; LADD, 1976), y como consecuencia, la formación de las estructuras complejas de "rift" (MATTSON, 1977) y de los bloques separados (FREELAND y DIETZ, 1971), podrían explicar muchas cuestiones de la historia jurásica de Cuba y de las áreas adyacentes.

## RECONOCIMIENTO

El autor agradece a Guillermo Millán y a Manuel Iturralde-Vinent ambos de la Academia de Ciencias de Cuba, la revisión crítica del manuscrito y sus valiosas observaciones.

## REFERENCIAS

- BRYANT, W. R., MEYERHOFF, A. A., BROWN, N. K. Jr., FURRER, M. A., PYLE, T. E., y ANTOINE, W. (1969): Escarpments, reef trends, and diapiric structures, in eastern Gulf of Merico. *A. A. P. G. Bull.*, 53(12):2506-2542.
- FISCHER, A. G. (1969): Geologic time-distance rates: the Bubnoff unit. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80:549-552.
- FOLK, R. (1959): Practical petrographic classification of limestones. *A. A. P. G. Bull.*, 43(1):1-38.
- FREELAND, G. L., y DIETZ, R. S. (1971): Plate tectonic evolution of Caribbean-Gulf of Mexico region. *Nature*, 232:20-23.
- GARCÍA-SÁNCHEZ, R. (1976): Litofacies del complejo miogeosinclinal de Cuba. *La Minería en Cuba*, 4(1):7-17.
- GOODELL, H. G., y GARMAN, R. K. (1969): Carbonate geochemistry of superior deep test well, Andros Island, Bahamas. *A. A. P. G. Bull.*, 53(3):513-536.
- HACZEWSKI, G. (1976): Sedimentological reconnaissance of the San Cayetano Formation: an accumulative continental margin in the Jurassic of Western Cuba. *Acta Geol. Pol.*, 26(2):331-353.
- HATTEN, C. W. (1967): Principal features of Cuban geology: Discussion. *A. A. P. G. Bull.*, 51(5):780-789.
- HERRERA, N. M. (1961): Contribución a la estratigrafía de la Provincia de Pinar del Río. *Rev. Soc. Cubana Ing.*, 61(1-2):2-24.

- HOUSA, V., y NUEZ, M. L. de la (1972): Hallazgos de ammonites del Kimmeridgiano en Hacienda El Americano (Pinar del Río). *Actas Inst. Geol. Paleontol., Acad. Cien. Cuba*, 2:14-16.
- ITURRALDE-VINENT, M. A. (1981): Nuevo modelo interpretativo de la evolución geológica de Cuba. *Cien. Tierra Espacio*, 3:51-89.
- JENKYN, H. C., y TORRENS, H. S. (1971): Palaeogeographic evolution of Jurassic seamounts in western Sicily. *An. Inst. Geol. Hungar.*, 54(2):91-104.
- KELLING, G., y MULLIN, P. R. (1975): Graded limestones and limestone-quartzite couplets: possible storm deposits from Moroccan Carboniferous. *Sediment. Geol.*, 13(3):161-190.
- KHUDOLEY, C. M., y FURRAZOLA-BERMÚDEZ, G. (1968): *Estratigrafía y fauna del Jurásico de Cuba*. La Habana, 126 pp.
- KHUDOLEY, K. M., y MEYERHOFF, A. A. (1971): Paleogeography and geological history of Greater Antilles. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 129:199.
- KREISEL, K., y FURRAZOLA-BERMÚDEZ, G. (1971): Notas preliminares sobre la distribución de tintínidos en Cuba. *Publ. Esp.*, 5:1-24.
- KUTEK, J., PSZCZÓLKOWSKI, A., y WIERZBOWSKI, A. (1976): The Francisco Formation and an Oxfordian ammonite faunule from the Artemisa Formation, Sierra del Rosario, western Cuba. *Acta Geol. Pol.*, 26(2):299-319.
- LADD, J. W. (1976): Relative motion of South America with respect to North America and Caribbean tectonics. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 87(7):969-976.
- LADD, J. W., DICKSON, G. O., y PITMANN III, W. C. (1973): The age of the South Atlantic. En *The ocean basins and margins* (A. E. M. Nairn y F. G. Stehli, eds.), vol. 1, pp. 555-573.
- MAC GILLAVRY, H. J. (1970): Geological history of the Caribbean. *Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, B, 73(1):64-96.
- MATTSON, P. H. (1977): Caribbean tectonic model. En *West Indies island arcs* (P. H. Mattson, ed.), pp. 353-359.
- MEYERHOFF, A. A., y HATTEN, C. W. (1974): Bahamas salient of North America: Tectonic framework, stratigraphy, and petroleum potential. *A. A. P. G. Bull.*, 58(6):1201-1239.
- MILLAN, G. (1975): El complejo cristalino mesozoico de Isla de Pinos. Su metamorfismo. *Acad. Cien. Cuba, Ser. Geol.*, 23:1-16.
- MILLAN, G., y MYCZYNSKI, R. (1978): Fauna jurásica y consideraciones sobre la edad de las secuencias metamórficas del Escambray. *Inf. Cien.-Téc., Acad. Cien. Cuba*, 80:1-14, 2 láms.
- MILLAN, G., y SOMIN, M. (1976): Algunas consideraciones sobre las metamorfitas cubanas. *Acad. Cien. Cuba, Ser. Geol.*, 27:1-27.
- MYCZYNSKI, R. (1976): A new ammonite fauna from the Oxfordian of Pinar del Río Province, western Cuba. *Acta Geol. Pol.*, 26(2):261-299.
- NEUMANN, A. C., y LAND, L. S. (1975): Lime mud deposition and calcareous algae in the Bight of Abaco, Bahamas: A budget. *J. Sedim. Petrol.*, 45(4):763-786.
- PARDO, G. (1975): Geology of Cuba. En *The ocean basins and margins* (A. E. M. Nairn y F. G. Stehli, eds.), vol. 3, pp. 553-615.
- PIOTROWSKI, J. (1977): First manifestations of volcanism in the Cuban geosyncline. *Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. Terre*, 24(3-4):227-234.
- PIOTROWSKA, K. (1975): The nappe development in the Sierra de los Organos (Western Cuba). *Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. Terre*, 23(1):43-52.
- PSZCZÓLKOWSKI, A. (1971): Jurassic, Cretaceous and Paleogene deposits of Sierra del Rosario (Cuba). *Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. Terre*, 19(4):249-259.
- (1977): Nappe structure of Sierra del Rosario (Cuba). *Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. Terre*, 24(3-4):205-215.

- (1978): Geosynclinal sequence of the Cordillera de Guaniguanico in western Cuba; their lithostratigraphy, facies development, and paleogeography. *Acta Geol. Pol.*, 28(1):1-96.
- PURDY, E. G. (1963): Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 2. Sedimentary facies. *J. Geol.*, 71(4):472-497.
- RIGASSI-STUDER, D. (1963): Sur la géologie de la Sierra de los Organos, Cuba. *Arch. Sci. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, 16(2):339-350.
- SEIGLIE, G. (1961): Contribución al estudio de las microfacies de Pinar del Río. *Rev. Soc. Cubana Ing.*, 61(3-4):87-109.
- WAGNER, C. W., y TOGT, C. vander (1973): Holocene sediment types and their distribution in the southern Persian Gulf. En *The Persian Gulf* (B. H. Purser, ed.), pp. 123-156.
- WIERZBOWSKI, A. (1976): Oxfordian ammonites of the Pinar del Río Province (Western Cuba); their revision and stratigraphical significance. *Acta Geol. Pol.*, 26(2):137-260.

#### **ABSTRACT.**

The Jurassic sequence of the Sierra de los Organos in the western part of Cuba contains a shallow-water bank of limestones of Upper Oxfordian-Lower Tithonian age. These limestones were accumulated in conditions of moderate turbulence and their deposition was not affected by coral or coral-algal reefs. The limestones of the Sierra del Rosario Jurassic sequence were deposited north of the carbonate bank in a less agitated and probably deeper zone.

In Tithonian time the Sierra de los Organos carbonate bank was subjected to a gradual submergence. A comparison of the sedimentation rates of the Sierra de los Organos bank deposits with the overlying younger rocks reveals a persistent trend to the subsidence not compensated by accumulation in Tithonian and Lower Cretaceous times.

The Jurassic sequences of Sierra de los Organos and Sierra del Rosario are considered as part of a more extensive paleogeographical region now situated in the southern part of the western half of Cuba. The new data on the Jurassic paleogeography from the Cordillera de Guaniguanico, suggest that the above mentioned paleogeographical region was connected with Central America until the Oxfordian. Nevertheless, the possibility of a structural link between the Sierra de los Organos Jurassic basin and the Bahamas Platform, prior to the Oxfordian, is not excluded.

**CDU 551.263.036(729.11)**