

MONOGRAFIA



**Instituto Superior Minero Metalúrgico**

**“Antonio Núñez Jiménez “**

**CUBA**

**Límites K /T y Eoceno Inferior-Eoceno Medio:  
Catastrofismo y evolución gradual en el  
Caribe**

**Autores: Dra. Ana Luisa Carreño**

**Dr. Félix Quintas Caballero**

**MSc. Elizabeth S. Crespo Cabrera**

**I.S.B.N.: 959-16-0293-3**

**Ediciones**

**Universitarias**

**Moa, 2004**

MONOGRAFIA

Resumen: .....	3
Introducción .....	5
¿DÓNDE QUEDÓ EL LÍMITE K/T?.....	8
BIOESTRATIGRAFÍA Y PALEOGEOGRAFÍA DEL LÍMITE EOCENO INFERIOR- EOCENO MEDIO EN CUBA ORIENTAL. ....	31
TSUNAMIS DE IMPACTO EN EL LÍMITE K/T DE CUBA ORIENTAL.....	59
LOS OSTRÁCODOS EN LA FRONTERA DEL CRETÁCICO-TERCIARIO .....	73

### **Resumen:**

El material que se expone refleja los puntos de vista de diferentes autores que abordan la problemática relacionada con el establecimiento del límite K/T. Se toma como referencia cuatro artículos de autores de Cuba y de México.

El primer trabajo de Ana Luisa Carreño, de la Universidad Autónoma de México, destaca de forma muy general, los intentos por establecer este límite y los criterios que se han seguido para ello. Así se pone en evidencia la indefinición e incertidumbre de ese límite, la violación al Código Estratigráfico Norteamericano 1983 al emplear un lithohorizonte sin fósiles en la definición de esos límites cronoestratigráficos y la posible diacronía de estos eventos.

El segundo material Bioestratigrafía y Paleogeografía del límite Eoceno Inferior-Eoceno Medio en Cuba Oriental, del Dr Félix Quinta Caballero y la MSc. Elizabeth Crespo Cabrera, del Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa, da a conocer las investigaciones bioestratigráficas y paleogeográficas del límite Eoceno Inferior-Eoceno Medio en Cuba Oriental, donde se hace un análisis de las dos Asociaciones Estructuro Formacionales: Formación Sabaneta-Vigía y grupo El Cobre, arrojándose las siguientes conclusiones: La Biozona Globorotalia formosa formosa- Globorotalia aragonensis define el límite superior del Eoceno Inferior en Cuba Oriental, se define la Biozona Discocyclina barkeri- Eocunoloides wellsi para la parte superior del Eoceno Inferior., en el Eoceno Medio Temprano en Cuba Oriental se localiza la Biozona Hantkenina mexicana que es equivalente a la Biozona Hantkenina aragonensis para el resto de Cuba, en el Eoceno Inferior Tardío existió una cuenca marina que se profundizaba hacia el norte hasta alcanzar fondos abisales, mientras ocurría el proceso que condujo a la extinción del arco de islas volcánicas Sierra Maestra, en el Eoceno Medio Temprano cesó el vulcanismo y Cuba Oriental quedó suturada al Paleomargen de Bahamas con el abortamiento del proceso de extensión de la cuenca de Yucatán hacia la cuenca Cauto- Nipe.

Durante el Eoceno Medio Temprano predominaron los mares profundos en Cuba Oriental, con un relieve de fondo complejo. En esta cuenca se acumularon fundamentalmente facies carbonatadas pelágicas y en menor medida facies arrecifales

Tsunamis de impacto en el límite K/T de Cuba Oriental, es el tercer trabajo de autores del Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa, Cuba, que plasma la posible acumulación de las facies de olistostromas, megaturbiditas terrígenas, y de macrobrechas de calizas del límite K/T en Cuba Oriental, a causa de tsunamis formados por el impacto de un gran meteorito en Yucatán que dio origen al cráter de Chicxulub, este trabajo arrojó las siguientes conclusiones: Las secuencias de las formaciones localizadas en el límite K/T de Cuba Oriental presentan características estratigráficas semejantes a las descritas para los depósitos de tsunamis, el impacto meteorítico que origino el cráter de Chicxulub está relacionado con la posible ocurrencia de depósitos de tsunami en Cuba Oriental y La Española, el contenido fosilífero del límite K/ T en diversas formaciones cubanas revela la ocurrencia de frecuentes y bruscos cambios del ecosistema marino asociados a un evento catastrófico.

El último material que lleva por título: Los Ostrácodos en la frontera del Cretácico-Terciario, de la Universidad Autónoma de México, enfatiza que, cualesquiera que hayan sido los mecanismos o fenómenos involucrados, la persistencia de la mayoría de las familias y subfamilias e incluso géneros que vivieron durante el Cretácico terminal, indica que éstos no afectaron los linajes de ostrácodos y que, una vez superados los primeros efectos, estos organismos no sólo continuaron durante el Cenozoico, sino que volvieron a diversificarse ocupando los hábitat previamente conquistado.

## **Introducción**

El estudio de los límites K/ T y Eoceno Inferior /Eoceno Medio está relacionado con la ocurrencia de cambios trascendentales en la paleogeografía y los paleoambientes en la región caribeña, especialmente en el Caribe noroccidental.

Durante 160 millones de años vivieron miles de especies, algunas desaparecieron, otras sobrevivieron, milenio tras milenio ¿Qué pasó? ¿Fue una catástrofe de origen extraterrestre? ¿Fueron intensas erupciones volcánicas? ¿Cambios de clima?

En 1980, Luis Álvarez y su hijo Walter descubrieron que el paso de la era Secundaria a la Terciaria está marcado por un sorprendente enriquecimiento de iridio en una capa muy fina de arcilla marcado en todo el mundo, indicio que los llevó directamente tras el rastro del meteorito que hace 65 millones de años chocó con la tierra. El impacto se produjo en aguas poco profundas al borde del océano, por tanto, engendró con seguridad una gigantesca ola Tsunami o varias, cuyas huellas tienen que encontrarse en depósitos sedimentarios

Después del impacto, la tierra sufrió importantes cambios, que acabaron de forma masiva con cerca del 70 por ciento de las formas de vida que existían en esa época (límite del periodo Cretácico Terciario, (mejor conocido como K-T), entre ellas la de los dinosaurios. "Por varios meses, e incluso años, la tierra estuvo inmersa en oscuridad total, debido a los polvos (cenizas) y humos arrojados y distribuidos a nivel global que paulatinamente impidieron el paso de los rayos solares; como consecuencia se presentó un intenso frío invernal que, de igual manera, tuvo una duración de varios años y que destruyó la flora (a falta de fotosíntesis) y con ella la cadena alimenticia.

El límite K/T en el Caribe viene marcado por cambios bruscos de la flora y la fauna terrestre y marina que se manifiestan por la extinción del 50 hasta el 90% de la diversidad de las especies relacionados con modificaciones de los ecosistemas a nivel mundial.

Si bien el límite K/T está marcado en todo el mundo por un fino lecho de arcillas enriquecido en iridio, en el Caribe se encuentra formando un arco de círculo de 3000 Kilómetros desde Alabama hasta Guatemala, Haití, Cuba Occidental en una capa de arena gruesa de un espesor de 2 ó 3 metros con gotitas de vidrio y minerales chocados. En Cuba Oriental existen secuencia flyshoides y olistostrómicas correlacionables con las secuencias que marcan el límite K/T en Cuba Occidental.

En la región del Caribe este límite está muy relacionado con el desarrollo de eventos geológicos de considerable importancia como la colisión del arco de islas volcánicas de las Antillas Mayores del mesozoico con la Paleoplataforma de Bahamas y con el impacto del meteorito en la zona de Yucatán.

El límite Eoceno Inferior -Eoceno Medio marca la extinción del arco de islas volcánicas de la Sierra Maestra, la destrucción de la Microplaca de Gonave y el establecimiento del límite actual entre las placas Norteamérica y el Caribe.

En Cuba centroccidental hasta el Eoceno Medio y Superior continuó desarrollándose el proceso de colisión que con su culminación dio lugar a la formación de una extensa zona de sutura marcada por la presencia de una macromelange en la cual están presentes el complejo ofiolítico que se localiza en el norte de la Isla desde Pinar del Río hasta Holguín, bloques tectónicos de vulcanitas del arco de islas de las Antillas Mayores, calizas dolomitas y evaporitas del antiguo paleomargen de Bahamas.

En este límite se produjeron cambios paleogeográficos muy importantes en el Caribe, al cesar la actividad volcánica, desarrollándose numerosas cuencas marinas de profundidades

## MONOGRAFIA

variables donde se acumularon secuencias terrígenas y carbonatadas en ocasiones muy fosilíferas.

En el límite Eoceno Inferior y Medio son notables las diferencias entre los microfósiles presentes en Cuba Oriental y el resto de Cuba, relacionados con las diferentes características paleogeográficas y paleambientales existentes en el territorio

Otro hecho trascendente, es la apertura de la cuenca de Yucatán que pudo comenzar en el Cretácico Superior Maastrichtiano abortándose el proceso de generación de la misma en el Eoceno Medio- Superior, coincidiendo con el proceso de colisión del arco de islas volcánicas de la Antillas Mayores con el Paleomargen de Bahamas.

## ¿DÓNDE QUEDÓ EL LÍMITE K/T?

*Ana Luisa Carreño*

Instituto de Geología

Universidad Nacional Autónoma de México

Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 D. F.

México.

[anacar@sevidor.unam.mx](mailto:anacar@sevidor.unam.mx)

### RESUMEN

Cuando se menciona el límite K / T, inmediatamente se piensa en un cuerpo de roca que se formó durante un intervalo preciso y cuyos límites no sólo son sincrónicos sino que están caracterizados por rasgos paleontológicos observables o por sus rasgos físicos. Por tanto, al referirse a éste, se asume que se está cronoestratigráficamente en la parte terminal del Cretácico y principios del Terciario. Dicho de otra manera, en la parte más tardía del Maastrichtiano y en la porción más temprana del Daniano.

De una forma muy general, aquí se esboza, los intentos por establecer este límite y los criterios que se ha seguido para ello. Entre las prácticas más frecuentes están las de referirse al límite K /T como el intervalo donde ocurre al menos una de las siguientes características: la muerte en masa de las especies cretácicas, el nivel donde se encuentra la concentración más alta de iridio, el nivel de extinción de las últimas especies cretácicas, donde aparece por vez primera los verdaderos taxa paleocénicos o donde hay un rompimiento litológico. Así se pone en evidencia la indefinición e incertidumbre de ese límite, la violación al Código Estratigráfico Norteamericano 1983 al emplear un lithorizonte sin fósiles en la definición de esos límites cronoestratigráficos y la posible diacronía de estos eventos



## INTRODUCCIÓN

Las modas en ciencia siempre han tenido altas y bajas. Una de tantas modas, que por cierto no ha sido efímera, proclama que los cambios de fortuna de las comunidades de plantas y animales a través del tiempo y los eventos que los ocasionaron, deben ser no sólo repentinos y dramáticos, sino catastróficos y globales. Sin embargo, cuando se analiza el mismo registro bajo ópticas diferentes, pareciera que las faunas y floras han venido sufriendo cambios paulatinos, que bien pudieran tener como causa procesos intrínsecos de cada grupo.

Evidentemente, no es posible considerar que todos estos cambios han tenido un carácter catastrófico invariablemente ligado a cataclismos geológicos o sucesos astronómicos y es igualmente poco probable que la única causa de evolución sea biótica.

Los cambios drásticos sufridos por la mayoría de las comunidades —sean éstas dominantes o no— en un lapso generalmente corto, son conocidos como extinción masiva, revolución en la historia de la vida (Newell, 1967) o como crisis biótica (Percival & Fischer, 1977). La historia de la vida, reflejada en el registro fósil, muestra un gran número de extinciones. Por su carácter masivo y /o espectacular, se identifica la ocurrida hace 650 Ma a mediados del Vendiano, seguida por otras no menos dramáticas como la de finales del Ordovícico, Devónico y Pérmico; la ocurrida durante el Jurásico Tardío, las de los límites Cretácico-Terciario y Eoceno-Oligoceno y, finalmente, la del Pleistoceno. Menos seductoras, pero existentes, numerosas y de amplia distribución, son las discontinuidades entre las biotas debidas a eventos evolutivos disjuntos que han dado origen en la praxis a diferentes disciplinas, entre otras, a la bioestratigrafía<sup>1</sup>.

De todos estos cambios de suerte experimentados por las plantas y animales en épocas diferentes, el que ha despertado la fascinación popular, es el ocurrido en la frontera de los Eratemas Mesozoico y Cenozoico, donde la desaparición aparentemente repentina de

---

<sup>1</sup>Unidad bioestratigráfica. Cuerpo de roca que se define o caracteriza por su contenido fósil.

entre el 50 a 90% de la diversidad de especies, está espectacularmente evidenciada, por la supuesta extinción instantánea y global de los dinosaurios.

Alrededor de esta extinción masiva —y también de otras crisis en la historia de la vida— se ha elaborado una serie de hipótesis para tratar de explicar las causas probables que originaron la declinación y finalmente la extinción de los grupos. Hasta el momento, el debate sigue centrado en definir si las causas fueron exclusivamente extrínsecas, intrínsecas o una combinación de ambas y, dentro de las primeras, si son de origen extra-terrestre (astronómicas) o terrestre (geológicas), cada una de manera aislada o combinada y, finalmente, si fueron exclusivamente debidas al impacto sobre la superficie terrestre de uno o más asteroides (lluvia cometaria).

Sin estar a favor de la idea de que la extinción masiva de organismos ocurrida en la frontera del Maastrichtiano-Daniano (y muchas otras) fuese el resultado de una serie de modificaciones en cadena en la superficie de la tierra, ocasionadas por la caída de un asteroide (Álvarez *et al.*, 1980), coincido con la idea expresada por Ager (1984) de que prácticamente todo el registro estratigráfico es catastrófico y no en el sentido apocalíptico, sino por el hecho de que sólo los eventos episódicos —los ocasionales y extraordinarios— fueron conservados, siendo de hecho las catástrofes y no los fósiles índices, los verdaderos marcadores en la historia del registro estratigráfico.

En la obra presente, la mayoría de los autores se refiere al límite Cretácico-Terciario (= límite K /T) como una entidad con fronteras claramente definidas y reconocibles a nivel mundial. Sin embargo, estas fronteras a través de su establecimiento histórico, han sido objeto de cambios originados por el hallazgo de secuencias sedimentarias más completas, incluida una tasa de sedimentación alta y el estudio de estas secuencias.

Por otro lado, el avance en la estratigrafía de alta resolución y las evidencias físico-químicas argüidas como pruebas irrefutables del impacto ocurrido en la frontera del

Cretácico-Terciario, ponen de manifiesto, en primera instancia, la interrogante sobre la definición precisa del límite. ¿Debe éste trazarse en el nivel donde ocurre la muerte en masa de las especies cretácicas? ¿en el nivel donde se encuentra la concentración más alta de Iridio? ¿en el nivel de extinción de las últimas especies cretácicas? ¿en el nivel en que aparecen por vez primera los verdaderos taxa paleocénicos? ¿en el rompimiento litológico?

#### LA FRONTERA DEL K/T

De una manera amplia, los autores se refieren a esta frontera, como el lapso comprendido entre dos unidades cronoestratigráficas<sup>2</sup> el último piso del Cretácico Superior —el Maastrichtiano— y el primero del Terciario inferior —el Daniano— cuyos límites han sido definidos por rasgos paleontológicos observables o por rasgos físicos de las rocas.

Sin embargo, la nomenclatura y límites de ambos pisos han sido objeto de numerosas discusiones entre los estratígrafos, particularmente europeos, los mismos que incluían hasta muy recientemente al Daniano en el Cretácico. Independientemente de esta pugna, ahora parece haber cierto consenso en situar al Maastrichtiano como último piso del Cretácico y al Daniano como el primer piso del Terciario.

Con base en la microbiota planctónica se ha establecido zonificaciones, mismas que permiten a su vez definir los límites de esos pisos. La aceptación de estas biozonas<sup>3</sup> ha sido motivo igualmente de numerosos debates y discrepancias, por lo cual se ha originado numerosos esquemas zonales de acuerdo a la paleolatitud y ambiente de depósito de las secuencias que contienen a esos organismos. Por otra parte, el origen de estas discrepancias en el reconocimiento de las biozonas es debido fundamentalmente a:

---

<sup>2</sup> Unidad cronoestratigráfica. Cuerpo de roca establecido para servir como referencia material para todas las rocas que se formaron durante el mismo intervalo de tiempo. Todos sus límites son sincrónicos. El cuerpo sirve también como base para definir el intervalo específico de tiempo o una unidad geocronológica, representado por la referencia.

<sup>3</sup>Biozona. Unidad básica de la clasificación bioestratigráfica, de la que existen varias clases.

- Escasez y baja diversidad de alguno o todos los grupos representantes de la microbiota planctónica en el intervalo Maastrichtiano-Daniano. No todas las secuencias que aparentemente contienen de manera continua y con alta tasa de sedimentación el intervalo Maastrichtiano-Daniano fueron depositadas bajo las mismas condiciones. Algunas de ellas contienen una diversidad y abundancia alta de micro-organismos planctónicos calcáreos (foraminíferos planctónicos y nannoplancton calcáreo), mientras que otras, son dominadas por la presencia de organismos silíceos (diatomeas y radiolarios) o de otro tipo (dinoflagelados). Por otro lado, debido al ambiente de depósito de la secuencia en cuestión, es frecuente encontrar que en este intervalo no hay representantes de la microbiota planctónica sino exclusivamente bentónica, por ejemplo foraminíferos bentónicos, ostrácodos y macroinvertebrados.
  
- Disolución<sup>4</sup> y dilución<sup>5</sup> de las especies consideradas como índices o de alcance estratigráfico restringido. En este caso varios factores, entre ellos el tafonómico, contribuye a que la biocenosis original no se encuentre representada en el registro fósil. Además, intervienen otros factores diagenéticos que eliminan o reducen la representatividad de algunos de los grupos.
  
- El criterio taxonómico para el reconocimiento de las especies presentes en ese intervalo. Pocos trabajos se han centrado en el estudio de las modificaciones estructurales de las conchas de los microorganismos, por considerarlo poco relevante en la práctica. Éstas han sido, durante mucho tiempo, la razón de la creación de nuevas taxa. Este punto de vista, ha hecho que la micropaleontología sea conducida hacia la casi exclusiva organización de sistemas jerárquicos por taxónomos y bioestratígrafos, sin tener en cuenta

---

<sup>4</sup>Disolución. Acción o efecto de disolver

<sup>5</sup>Dilución. Acción o efecto de diluir

los lazos indefectibles que unen al mundo biológico y su medio.

- El establecimiento de la isocronía<sup>6</sup> y sincronía<sup>7</sup> de los eventos biológicos tomados en consideración para el establecimiento de las biozonas. En otras palabras, en todas las secuencias que comprenden el intervalo Maastrichtiano-Daniano, no ha sido posible determinar el momento preciso en que ocurre la mortalidad en masa vs. la extinción de las especies estrictamente cretácicas.

## EL ESTABLECIMIENTO DE LOS LÍMITES MAASTRICHTIANO-DANIANO

Varios grupos, que contienen especies cuya vida geológica está restringida a alguna parte de los pisos Maastrichtiano o Daniano, han sido empleados en la definición de los límites de ambos pisos. De entre ellos sobresalen por su abundancia y uso en bioestratigrafía, los organismos que componen la microbiota planctónica, particularmente los foraminíferos. En este caso, desde el establecimiento de la biozonaciones para el Cretácico Superior, se ha reconocido mundialmente como fósil índice de la cima del Maastrichtiano la presencia de *Abathomphalus mayaroensis* (un foraminífero de vida planctónica), mientras que en algunas secuencias europeas se consideró que el Daniano estaba representado por un cambio abrupto de las faunas cretácicas por taxa típicamente terciarios, conjunto que se agrupó dentro de la Zona de *Globorotalia trinidadensis* (Smit, 1977). Más tarde, en nuevas secciones, se reconoce una asociación de foraminíferos debajo de la zona de *G. trinidadensis*, estableciéndose la biozona de *Globoconusa daubjergensis* como la primera del Terciario. Sin embargo, Luterbacher y Premoli-Silva (1964) reconocen en la sección de Gola del Bottaccione (Gubbio) en los Apeninos Centrales de Italia, la existencia de una biozona más entre la extinción masiva del Cretácico y la primera aparición de los taxa típicamente terciarios denominándola como Zona de *Globigerina eugubina*. Con estos hallazgos, quedó demostrada, la existencia de una discordancia entre el

---

<sup>6</sup>Isocronía. De igual duración

<sup>7</sup>Sincronía. Simultáneo o que ocurre al mismo tiempo

Maastrichtiano y el Daniano en muchas de las secciones que habían sido consideradas como clásicas para el establecimiento de los límites entre ambos pisos, particularmente de la base del Daniano. Lo anterior conllevó a un nuevo debate. Debía considerarse a esta nueva zona de Luterbacher y Premoli-Silva (1964) como la última del Maastrichtiano representada por formas de reducido tamaño o, como finalmente quedó establecida en los esquemas zonales vigentes, en la base del Daniano.

En la Figura 1 se muestra la tabla de correlación para el Maastrichtiano-Daniano basada en los grupos de la microbiota planctónica de acuerdo a los esquemas zonales establecidos y más empleados actualmente en bioestratigrafía (Harland *et al.*, 1989). Pero esto, no sería la última palabra al respecto y regresaremos a este punto más tarde.

Polaridad Magnética	Millones de	Edad	Piso	Foraminíferos planctónicos (11)	Nanoplancton calcáreo (12)	Radiolarios (14)	Dinoflagelados (15)				
23	55	57.8	Paleoceno T. anetiano	Morozovella subbotinae	CP9	Discoaster bidonensis	Hafniasphaera septata				
24	56.5	Morozovella edgari		CP9	Tribachiatius contortus	Bekoma bidartensis					
25	60	61		Morozovella velascoensis	CP8	Discoaster multiradiatus	Sin zonación	Ceratiposis speciosa-Apectodinium parvum			
				Planorotaloides pseudomenardi	CP7	Helolithus medelh					
26	61	61		Planorotaloides pusilla pusilla	CP6	Discoaster mohleri					
					CP5	Helolithus kleimpellii					
27	63	63		Morozovella angulata	CP4	Fasciculithus tympaniformis				Ceratiposis diobellii-Palaoperidium pryroporum	
				Morozovella uncinata	CP3	Ellipsolithus macellus					
28	65	65		Morozovella trinidadensis	CP2	Chiasmolithus danicus					
				Morozovella pseudobulloides	CP2	Cruciplacolithus tenuis					
29	65	65	Globigemma eugubina	CP1	Markalinus inversus						
30	70	70	Abathomphalus mayaroensis	CC26	Nephrolithus frequens	Amphipyndax tylotus			Dinogymnum euclaense		
31			Gansserina gansseri	CC25	Arkhangelskiella cymbiliformis						
32			70	70	Globotruncana aegyptiaca		CC24	Reinhardtites levis			
					Globotruncanella havanensis		CC23	Tranolithus phacelosus			
33			73	73	Globotruncana calcarata		CC22	Quandrium trifidum			Amphipyndax pseudocomodus
							CC21	Quandrium sisinghui			
80			83	83	Globotruncana ventricosa		CC20	Ceratolithoides oculus			
							CC19	Calculites ovalis			
85			83	83	Globotruncana elevata		CC18	Aspidolithus parvus			
							CC17	Calculites abacurus			
(1)	(2)	(3)		(4)	(5)	(6)	(7)				

Figura 1 Correlación de los esquemas bioestratigráficos zonales del Campaniano al Ypresiano(en parte) .(1) Escala magnética lineal (Berggren et al.,1985); (2) valores de la escala magnética lineal para el Cretácico Superior (Harland et al 1982); (3) edad en millones de años(van Hinte,1976);(4) esquema zonal basado en

## MONOGRAFIA

foraminíferos planctónicos cretácicos(Caron,1985); (5)esquema zonal basado en nanoplancton calcáreo cretácico(Sissing,1977); (6).esquema zonal basado en radiolarios cretácicos(Sanfilippo y Riedel,1985);(7)esquema zonal basado en silicoflagelados del Cretácico(Williams,1977);(8) escala magnética linear (Berggren et al,1985);(9) valores de la escala magnética linear para el Terciario (Berggren et al,1985),(10) edad en millones de años(Ness et al,1980); (11) esquema zonal basado en foraminíferos planctónicos terciarios(Toumarkine y Luterbacher,1985); (5) esquema zonal basado en el nanoplancton calcáreo terciario (Martín,1971);(6) esquema zonal basado en radiolarios terciarios (Sanfilippo et al.,1985);(7) esquema zonal basado en silicoflagelados terciarios (Williams,1977).

## EL REGRESO DEL CATASTROFISMO

Después de emitirse la hipótesis de Álvarez y colaboradores (1980) y después del descubrimiento de una gran cicatriz en Yucatán (Penfield y Camargo-Zanoguera, 1981), considerada años más tarde como la huella de la caída de un asteroide de grandes dimensiones, numerosos trabajos se enfocaron a demostrar que la presencia de microtectitas, de la anomalía de la iridio y de una capa clástica en muchas de las secciones del Cretácico-Terciario, constituían las pruebas físico-químicas irrefutables de la caída de ese gran asteroide y, por tanto, de la causal que originó la extinción masiva de las especies.

Si bien los impactos cósmicos con la tierra ahora están bien documentados, también es cierto que la relación causa / efecto se encuentra en su primera etapa, ya que la controversia entre especialistas está centrada en si los argumentos físico-químicos forman parte exclusiva o no de la hipótesis, faltando entonces por cumplir los archiconocidos requisitos de cualquier quehacer científico: la investigación de las consecuencias de una o múltiples soluciones y la puesta a punto de ellas.

¿Cuál es la hipótesis de trabajo? La hipótesis del impacto propone un mecanismo simple (la caída de un asteroide de dimensiones gigantescas, de más de 10 Km. de diámetro) y efectivo para explicar las extinciones en masa y, en consecuencia, la fuerza direccional que ocasiona cambios brutales en el medio ambiente (oscuridad, frío, efecto invernadero, lluvia ácida), que dan lugar a una evolución rápida, seguida de extinciones de

corto alcance. Definitivamente, esta hipótesis es sumamente atractiva, no carece de misticidad y mucho menos de simplicidad.

Si asumimos que las evidencias físico-químicas: microtectitas, anomalía geoquímica de Iridio y cuarzo de impacto, constituyen pruebas irrefutables del impacto ocurrido en la frontera del Cretácico-Terciario, entonces la cuestión no es el impacto en sí, sino cuales fueron sus efectos sobre la vida en la tierra en ese momento. Por otra parte, ¿concuierda esto con el registro fósil?

## LOS HECHOS

La extinción de la biota planctónica ha sido, el argumento biológico contundente para apoyar la hipótesis impactista y es propuesta como la evidencia *ad hoc*, para apoyar la interrupción de la fotosíntesis, debido a la nube de polvo que generó el impacto, bloqueando el paso de la luz solar.

Así, se ha asumido que la extinción genérica para los foraminíferos planctónicos fue del 92%, para los radiolarios del 85%, para los coccolitofóridos del 73%, para las diatomeas del 23% (Thierstein, 1981); mientras que los dinoflagelados se reduce de 120 especies en el Cretácico Superior a más o menos unas 20 durante el Paleoceno (aunque en este caso, según Lipps, 1970, este cambio dramático no ocurre precisamente en la frontera cretácica-terciaria sino hacia la cima del Daniano). Los silicoflagelados que aparecen por vez primera en el Cretácico, fueron reducidos de unas 30 especies a unas 10 en el Paleoceno.

Kitchell y colaboradores (1986), relacionan la baja tasa de extinción de las diatomeas, comparada con la de otros elementos del plancton, al ciclo de vida de éstas, que les permite adaptarse localmente a situaciones de estrés formando esporas de resistencia, situación que también es aplicable a la baja tasa de extinción que presentan los dinoflagelados y, en general, la microflora.



¿Qué información aportan los microfósiles en las secuencias marinas de plataforma con amplia tasa de sedimentación en el límite Cretácico-Terciario?

Debido a la amplia utilización de los foraminíferos planctónicos como marcadores bioestratigráficos éstos han sido los más estudiados, por lo que nos referiremos a ellos con mucho más detalle.

Como apoyo al catastrofismo, se ha argumentado que el 92% de los géneros de foraminíferos planctónicos se extinguió en el límite Maastrichtiano-Daniano. Estudios recientes desvirtúan esa afirmación. A nivel de familia, sólo el 45% se extinguieron en ese intervalo, mientras que a nivel genérico el porcentaje de extinción es del 56 % y no del 92% argumentado.

Más aún, se ha podido establecer de manera general que, tanto en las secuencias de plataforma continental como en los mares epicontinentales, del 30 al 45% de las especies de foraminíferos planctónicos típicas del Cretácico terminal (Maastrichtiano), desaparecieron antes (300,000 a 400,000 años) del límite, extinción que parece estar ligada a procesos globales tales como enfriamientos y regresiones marinas. De las especies que sobreviven a esos eventos, la reducción del 26% coincide en algunas áreas con la anomalía geoquímica de Iridio, aunque el 11% de ellas sobrepasa dicha anomalía. En las regiones donde no se presenta reducción en la frontera del K /T el porcentaje de especies que llega al Terciario se aproxima al 33%.

Otro grupo de la biota pelágica que ha sido muy utilizado para referirse a la devastación ocurrida durante el lapso Cretácico-Terciario es el de las algas calcáreas cocolitofóridas, de las cuales se pensó durante mucho tiempo que era uno de los grupos que virtualmente se habían extinguido en este límite y la frecuencia de especies cretácicas en estratos del Terciario fue durante mucho tiempo considerada como retrabajada. Sin embargo, Perch-Nielsen y colaboradores (1982) demostraron que el océano del Cretácico Superior tiene una señal isotópica diferente de aquél del Terciario inferior, misma que fue

incorporada en las conchas del nanoplancton calcáreo, con lo que se pudo demostrar que la microflora retrabajada se extinguió unos cientos de años después del límite cronoestratigráfico.

## EL ESCENARIO K/T. ESTADO ACTUAL CON BASE EN LA MICROBIOTA MARINA

¿Qué nos dice el registro estratigráfico de las secuencias más completas estudiadas a una escala centimétrica? ¿Siguen todas las especies esfumándose repentinamente en el límite Maastrichtiano-Daniano o desaparecen gradualmente durante todo el intervalo?

En la extensa bibliografía publicada hasta hoy, se manifiesta que los efectos de cualquiera que sea la causa original, fueron de orden global y que afectó a todos los grupos de animales y plantas, marcando hace 65 Ma, una extinción masiva de los mismos. Por otro lado, cada grupo fósil muestra una declinación gradual en su diversidad a través del Cretácico Superior y una extinción acelerada de las especies, que comienza antes del límite K / T. Sin embargo, hay también evidencia importante de un pulso mayor en la aceleración de las extinciones que coincide con este límite y con las evidencias que apoyan al impacto. Más aún, el registro microfaunístico no deja lugar a duda. El evento K /T contribuye a un cambio dramático y sustancial de las condiciones ambientales, que tiene su origen mucho antes de ese límite. Por supuesto, la mayor dificultad que tiene la Paleontología para obtener una respuesta contundente, es la de aislar las variaciones faunísticas causadas por cambios de facies, de condiciones locales endémicas, o de fluctuaciones climáticas o no registro estratigráfico, de aquellos que son el resultado de catástrofes.

El registro fósil es un rompecabezas, con muchas piezas extraviadas, pero sin saberse cuántas. Ello da la apariencia de extinción abrupta de especies o bien que los cambios en las poblaciones pudieron haber ocurrido gradualmente durante un amplio período. Esto, por supuesto, depende del grupo fósil estudiado, de su frecuencia y del tipo de análisis empleado para el material; en otras palabras, de la calidad y cantidad de información y de lo

elaborado del análisis que llevará a la obtención de un modelo convincente.

Definitivamente, para sustentar estas implicaciones, se necesita del análisis paleontológico fino —y coincidente— de muchos de estos grupos de microfósiles planctónicos.

## LA BÚSQUEDA DE NUEVAS METODOLOGÍAS

Desde antes de la hipótesis impactista, se buscaba repuesta al tipo de análisis e infraestructura óptimos que deberían emplearse para demostrar las causas de las extinciones masivas y/o graduales. Esto se convierte en una verdadera fiebre al emitirse la nueva hipótesis.

Así, en años recientes los micropaleontólogos retomaron la investigación sobre la naturaleza de las supuestas extinciones en masa ocurridas en la escala del centímetro. Para ello, las investigaciones se centran en secuencias con tasa de sedimentación alta, combinando la información derivada del estudio de la microfauna con la proporcionada por isotopía estable ( $O^{18}$ - $O^{13}$ ) a través de la frontera cretácica (Maastrichtiano más tardío) terciaria (Daniano más temprano).

Los resultados están a la vista. Un registro estratigráfico con una definición sin precedentes, que reveló la complejidad de los eventos de extinción, permitiendo aislar en el fenómeno de extinción de las especies, por un lado, los cambios faunísticos y ambientales de larga duración y, por otro, las variaciones ambientales consecuencia de eventos instantáneos, si se quiere, del impacto de un asteroide.

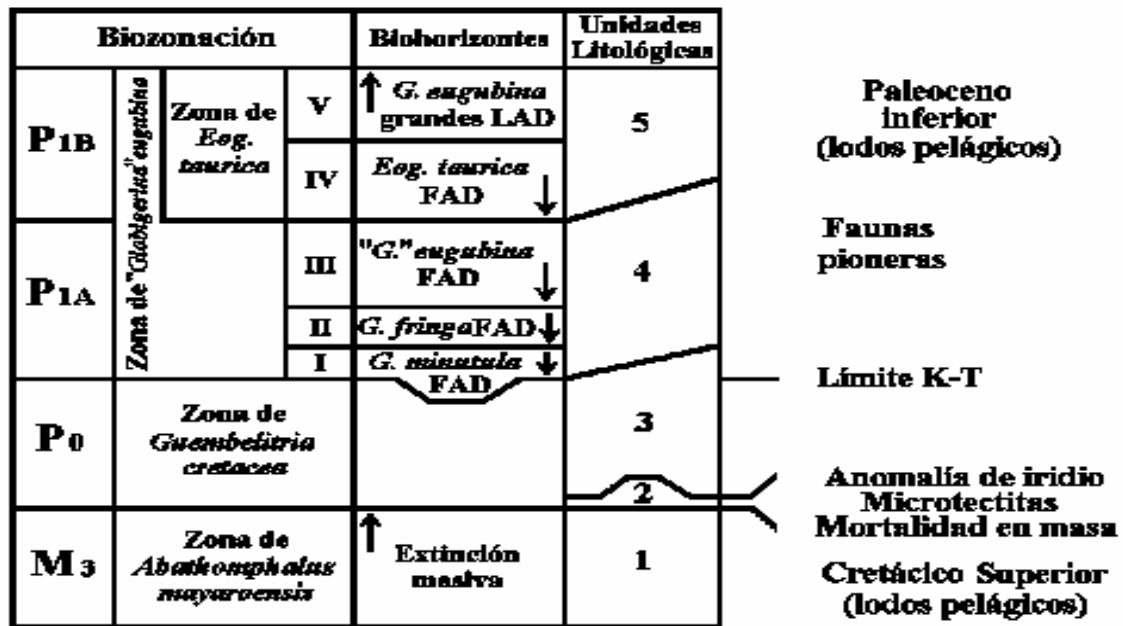


Figura 2-Secuencia de eventos de la frontera Cretácico-Terciario estándares.

(Modificado Romain y Smit,1981)

### EL ESTABLECIMIENTO DEL LA SECUENCIA DE EVENTOS STÁNDARES DEL CRETÁCICO-TERCIARIO

Con este nombre, Smit y Romain (1985) basados en cinco secuencias aflorantes (El Kef en Túnez, Caravaca y Zumaya en España, Nye Klov en Dinamarca y Brazos River en Texas) y en 15 secciones provenientes de los océanos Pacífico, Índico y Atlántico del Sur del programa de perforación profunda de los océanos (DSDP), establecen una secuencia de eventos litológicos y biológicos a través del Cretácico-Terciario, considerados por ellos sincrónicos en todo el mundo. Para estos autores, el intervalo Cretácico-Terciario está representado por cinco unidades (Figura 2):

- La primera, denominada del Cretácico más Tardío, representada por margas de lodos calcáreos pelágicos muy homogénea o por calizas con estratificación alternada con margas, cuyos últimos 10 a 20 cm presentan pistas o galerías de organismos. Esta unidad puede llegar a tener un espesor hasta de 100 m (El Kef, en Túnez o Caravaca en España).
- La segunda unidad, denominada “rica en componentes extraterrestres”, con espesores estimados de menos de 0.5 cm, contiene el “pico” anómalo de iridio, esférulas de microtectita, es pobre en carbonatos, rica en piritita y con bioturbación descendente, de color oscuro en su base y más clara dirección arriba, correspondiendo al incremento en la producción de carbonatos y con la presencia de organismos, ya sea que se consideren como retrabajados o sobrevivientes.
- La tercera unidad o capa clástica está constituida por minerales detríticos de arcilla, usualmente con alto contenido de carbonatos proveniente de las especies retrabajados o de los sobrevivientes y que fue denominada como Zona de *Guembelitra cretacea*.
- La cuarta unidad, considerada como el límite entre la tercera y quinta unidades, definida como Zona de *Globigerina eugubina* por la presencia de los primeros taxa paleocénicos, cuyas especies alternan en dominancia siendo posible dividirla, a su vez, en subzonas.
- La quinta unidad, comparable en todos aspectos a la primera, excepto en que el contenido de la microbiota planctónica es completamente nuevo.

Smit y Romain (1885) concluyen que el límite K/T debe colocarse en la base de la zona de *Gumbelitra cretacea* (=base de la capa de arcilla o unidad 3), donde el evento de extinción ocurre y no cuando aparecen las faunas terciarias, señalando que justo donde no

hay fauna es el límite. Sin embargo, la definición de un límite cronoestratigráfico, empleando un lithorizonte sin fósiles, constituye una violación a las normas estratigráficas, como atinadamente señalan (Longoria y Gamper, 1992) y, por tanto, debe ser desechado.

Otra práctica común es situar el límite K/T en la unidad clástica, en donde se encuentra la máxima concentración de iridio, en la capa de esferulitas o en la capa *tsunami*. Sin embargo, el reconocimiento del límite por medio de estas características líticas, no pueden considerarse como criterios cronoestratigráficos de éste, ya que mientras Keller y Barrera (1990), sitúan el límite K/T en la sección de El Kef justo en la anomalía de iridio y debajo de la capa de arcilla negra, en Brazos River el límite es situado por (séller, 1988a, b), encima de la capa *tsunami* (Figura 3).

Si se asume que las tectitas, el iridio, la capa clástica y el *tsunami* constituyen pruebas irrefutables del impacto ocurrida en Yucatán fechado en 65 Ma. (Swisher *et al.*, 1992), y se analiza el comportamiento de los foraminíferos planctónicos en ese intervalo en El Kef y Brazos River, queda evidenciado que la definición cronoestratigráfica del límite Cretácico-Terciario es diacrónica y no permite llevar a cabo una biocorrelación y, por tanto, tampoco es posible definir si la extinción a través del límite Cretácico-Terciario fue instantánea o de larga duración.

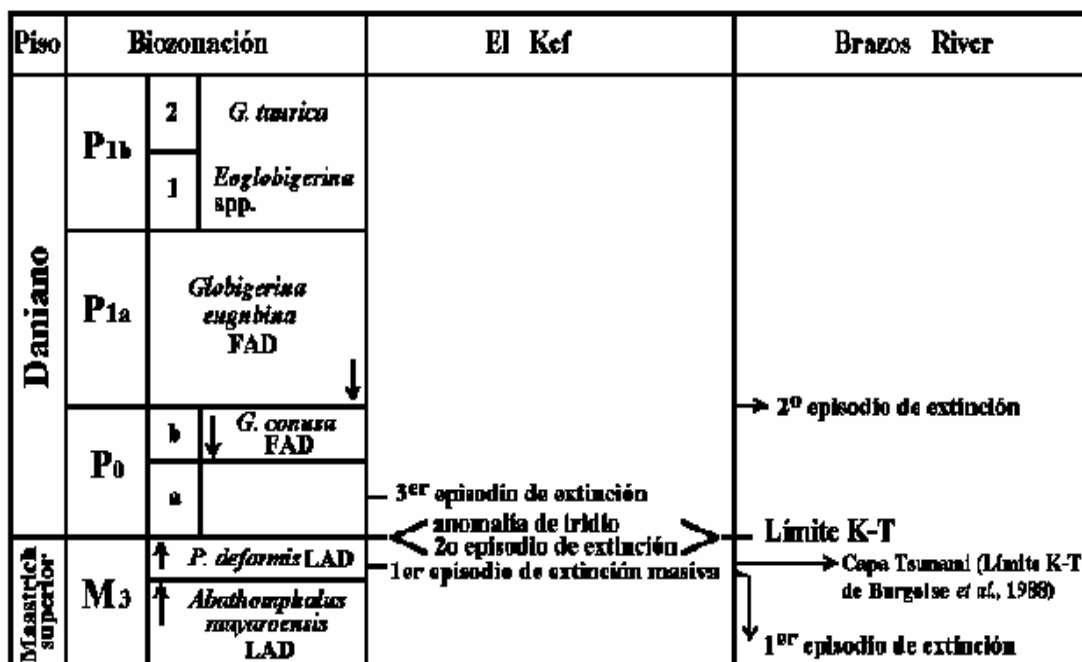


Figura 3 Límite Cretácico- Terciario y secuencia de eventos a través de este en El Kef, Túnez y en Brazos River, Texas. (modificado de Kéller y Barrera, 1990)

Efectivamente, en la sección de El Kef, de acuerdo con la información de (Keller y Barrera, 1990), el 29% de especies desaparece entre 25 y 5 cm abajo del tradicional límite K / T; 26% lo hace precisamente en este límite coincidiendo con el enriquecimiento de iridio; 11% desaparece 12 cm arriba del límite, mientras que el 17% de las especies está esporádicamente presentes en la capa de arcilla negra desapareciendo en los alrededores de las biozonas suprayacentes al límite. El restante 17%, son especies cretácicas que pasan al Terciario.

La sección de Brazos River, de acuerdo con (Keller y Barrera, 1990), no es como la de El Kef, dado que no indica extinciones asociadas al límite K / T. Aquí aparentemente sólo hay dos episodios de extinción, el primero con un 46% de especies extintas, entre 25 y

30 cm abajo del límite y justo abajo de la supuesta capa *tsunami* considerada por algunos autores (Burgeois *et al.*, 1988) como el límite K / T. El segundo pulso, que incluye el 33% de especies, se presenta 25 cm arriba del límite tradicional, mientras que el 21% restante fueron especies sobrevivientes de largo tiempo.

En México (Figura 4), (Longoria y Gamper, 1992), en diferentes secciones aflorantes en la Planicie Costera del Golfo de México demuestran, de acuerdo con el conjunto de foraminíferos planctónicos presentes, que la unidad clástica en la sección del Mimbral, Tamaulipas, representa una edad del Maastrichtiano Medio, situando el límite cronoestratigráfico K/T muy por encima (2.60 m) de la capa de esferulitas y, también estratigráficamente, encima de la capa de iridio (36 cm).

Lo anterior indica que si estas secuencias se pueden asociar por sus características líticas (capa de microtectitas, anomalía de iridio, entre otras) a un impacto extraterrestre, éste ocurrió en el Maastrichtiano Medio y no en el límite cronoestratigráfico Cretácico-Terciario.

Lo que sí es evidente es que durante el Maastrichtiano, al menos, a partir de su parte media, hay un cambio de la microfauna de foraminíferos planctónicos, mismo que para (Longoria y Gamper, 1995) implica una transformación biológica. Sin embargo, con la información existente, no es posible evaluar su duración, ni si ésta se origina como una respuesta a la catástrofe ambiental causada por el impacto extraterrestre.

Llegando a este punto, llama la atención que se establezca una transformación biológica bien documentada como resultado de un proceso no documentado. Esto es, ¿qué cambios produjo la caída del asteroide en un ambiente marino que afectó al plancton pero que respetó virtualmente al bentos, asumiendo que hubo tal caída?



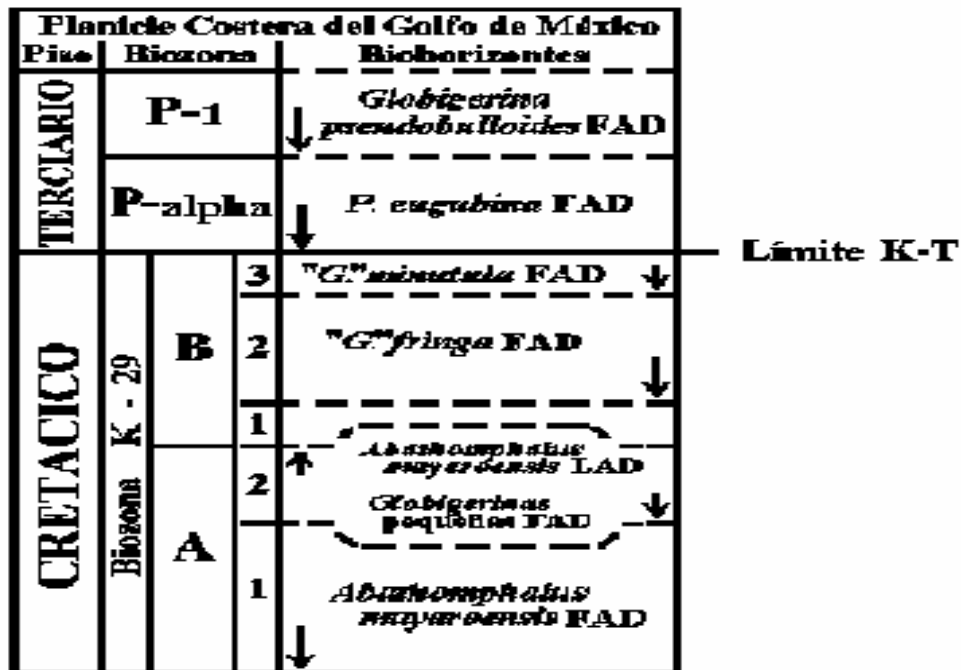


Figura 4.- Biocronología de los foraminíferos planctónicos a través de la sucesión Cretácico –Terciario de la cuenca de Burgos, Tamaulipas. (Tomado de Longoria y Gamper,1992)

## EL PROBLEMA A RESOLVER

El problema crucial —a la vez simple y ambicioso— por resolver en los cambios drásticos de la composición de las faunas durante esta frontera cretácica-terciaria o cualquiera otra, es la causal entre el hecho observado y el o los parámetros supuestamente implicados. Lo importante es el desafío de evaluar aquello que en el medio constituye el efecto selectivo mayor.

Cualquiera que sea el detonante inicial (asteroides, lluvias cometarias, procesos geológicos terrestres, procesos biológicos intrínsecos o cualquiera otro) que desencadenó una serie de transformaciones del hábitat que dieron como resultado cambios drásticos en la flora y fauna, se reduce al estrés ecológico y el problema de causalidad (Peypouquet, 1977). ¿Pero cómo se puede evaluar éste?

En mi opinión, es necesario establecer dos líneas de investigación alrededor del problema orientadas a:

- Demostrar sin lugar a dudas que la causal original —cualquiera que ésta sea— ocasionó cambios físicos del ambiente y establecer cuales fueron éstos.
- Evaluación del grado de causalidad de un hecho en relación con las variaciones de múltiples parámetros; esto es, el agrupamiento de formas en asociaciones faunísticas características de un dominio dado, los componentes físico-químicos que lo caracterizan y, lo más delicado, el definir en qué parámetros ese ambiente difiere dentro de la mismo época o con otros similares en una época diferente; por ejemplo el intervalo en regiones diferentes o bien a intervalos diferentes.

Finalmente, esta información apunta directamente a considerar que el mecanismo de extinción es muy amplio, pero que a la escala de definición alta, éste no puede considerarse instantáneo, masivo y/o catastrófico, sino más bien continuo y afectado por causales extrínsecas, asociados a causales intrínsecas de las especies, que originan una aceleración del proceso de extinción.

Claro que pudo haber un impacto cercano al límite K / T, pero en mi opinión, serán las evidencias geoquímicas, petrológicas y de otras fuentes las encargadas de comprobarlo. Ciertamente, no la evidencia paleontológica, la cual simplemente documenta, de acuerdo con la magnitud y al patrón de extinción, la severidad del evento, sin tener en cuenta qué transformaciones causó en el medio y cuál de éstas fue la fuerza direccional que llevó a cabo la transformación biótica en algunos casos, y en otros, solo un tiro de gracia a los moribundos.

## REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- AGER, D.V., 1984. The stratigraphic code and what it implies. En: BERGGREN, W.A., y VAN COUVERING, J. A., eds.. *Catastrophes and Earth History*: Princeton University Press, New Jersey. 91-100.
- ALVAREZ, L.W., ALVAREZ, W., ASARO., F., Y MICHEL, H.V., 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction: *Nature*, v. 308, 718-720.
- BERGGREN, W.A.; KENT, V.; FLYNN, J.J., Y VAN COUVERING, J.A., 1983. Cenozoic Geochronology: *Geological Society of America, Bulletin* 96, 1401-1418.
- BOURGEOIS, J.; HANSEN, T.A.; WIBERG, L., Y KAUFFMAN, E.G., 1988. A tsunami deposit at the Cretaceous-Tertiary boundary in Texas: *Science*, v. 241, 567-568.
- CARON, M., Cretaceous planktic foraminifera. En: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B., Y PERCH-NIELSEN, K., eds., *Plankton Stratigraphy*: Cambridge University Press. Gran Bretaña. 17-86.
- HARLAND, W.B.; COX, A.V.; LLEWELLYN, P.G.; PIKTON, C.A. G.; SMITH, A. G., Y WALTERS, R., 1982. *A Geologic Time Scale: Cambridge Earth Science Series*: Cambridge University Press, Cambridge. 131 p.
- HARLAND, W.B.; ARMSTRONG, R.L.; COX, A.V.; CRAIG, L.E.; SMITH, A.G., Y SMITH, D.G., 1990,. *A geologic time scale*, 1989: Cambridge University Press, Cambridge, 263 p.
- KELLER, G., Y BARRERA, E., 1990, The Cretaceous-Tertiary boundary impact hypothesis and the paleontological record: *Geological Society of America, Special Paper* 247, 563-575.
- KITCHELL, J.A., CLARK, D.L., Y GOMBOS, A.M., 1986, Biological selectivity of extinction: a link between background and mass extinction: *Palaios*, 1: 504-511.
- LIPPS, J.H., 1970, *Plankton Evolution: Evolution* 24. 1-22.
- LUTERBACHER, H.P., Y PREMOLI-SILVA, I., 1964, Bioestratigrafía del límite Cretaceo-Terziario nell'Appennino central: *Rivista Italiana Stratigrafia e Paleontographia*, v. 70, 67-88.

- LONGORIA, J.F., Y GAMPER, M.A.. 1992. Planktonic foraminiferal biochronology across the K/T boundary from the Gulf Coastal Plain of Mexico: implications from timing the extraterrestrial bolide impact in Yucatan: *Bol. Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v 42, (2),. 19-40.
- LONGORIA, J.F., Y GAMPER, M.A. 1995. Planktonic foraminiferal faunas across the Cretaceous-Tertiary succession of Mexico; implications for the Cretaceous-Tertiary boundary problem: *Geology*. v. 23,(4,) 329-332.
- Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. En : FARINACCI, A. ed., *Proceedings II Planktonic Conference*, Roma, 1970, v. 2, 739-785.
- NESS, G.; LEVI, S., Y COUCH, R., 1980. Marine magnetic anomaly time-scales for the Cenozoic and Late Cretaceous; a précis, critique, and synthesis: *Review Geophysics and Space Physics*, v. 18, 753-770.
- NEWELL, N.D., 1967. Revolution in the history of life: *Geological Society of America, Special Paper 89*, 63-71.
- PENFIELD, G.T., Y CAMARGO-ZANOQUERA, A., 1981. Definition of a major igneous zone in the central Yucatan platform with aeromagnetism and gravity [Abstracts and Biographies] *Society of Exploration in Geophysicists, 51st Annual International Meeting*, Los Angeles, California, ., p 37.
- PERCH-NIELSEN, K., MCKENZIE, J., Y HE, Q., 1982, Biostratigraphy and isotope stratigraphy and the “catastrophic” extinction of calcareous nannoplankton at the Cretaceous-Tertiary boundary: *Geological Society of America, Special Paper.*, 190, 353-372.
- PERCIVAL, S.F., Y FISCHER, A.G., 1977, Changes in calcareous nannoplankton in the Cretaceous-Tertiary biotic crisis at Zumaya, Spain: *Evolutionary Theory*, v.2, 1-35.
- PEYPOUQUET, J.-P., 1977. *Les ostracodes et la connaissance des paleomilieux profonds; application au Cenozoïque de l'Atlantique Nord-Oriental*: Thèse Doc. d'État ès Sciences, Université Bordeaux I. 443 p.

- SANFILIPPO, A. Y RIEDEL, W.R., 1985, Cretaceous radiolaria, En: BOLLI, H. M., SAUNDERS, J.B., Y PERCH-NIELSEN, K., eds., *Plankton Stratigraphy*: Cambridge University Press, Cambridge, Gran Bretaña. p. 573-630.
- SANFILIPPO, A., WESTBERG-SMITH, M. J., Y RIEDEL, W. R., 1985, Cenozoic radiolaria, En: Bolli, H. M., Saunders, J. B., y Perch-Nielsen, K., eds., *Plankton Stratigraphy*: Cambridge University Press, Cambridge, Gran Bretaña. p. 631-712.
- SISSINGH, W., 1977, Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton: *Geol. Mijnbouw*, v. 56, 37-65.
- SMIT, J., 1977, Discovery of a planktonic foraminiferal association between the *Abathomphalus mayaroensis* Zone and the *Globigerina eugubina* Zone at the Cretaceous Tertiary boundary in the Barranco del Gredero (Caravaca, SE Spain), a preliminary report: Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen *Proceedings, series B*. v. 80, (4), 280-301
- SMIT, J., 1982, Extinction and evolution of planktonic Foraminifera after a major impact at the Cretaceous-Tertiary boundary: *The Geological Society of America*, Special Paper 190, 329-352.
- SMIT, J., Y ROMAIN, A. J. T., 1985, A sequence of events across the Cretaceous-Tertiary Boundary: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 74, 155-179.
- SWISHER III, C.C., GRAJALES-NISHIMURA, J.M., MONTANARI, A., MARGOLIS, S.V., CLAEYS, P., ALVAREZ, W., RENNE, P., CEDILLO-PARDO, E., MAURRASSE, F.M.R., CURTIS, G.H., SMIT, J., Y MCWILLIAMS, M.O., 1992, Coeval  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of 65.0 million years ago from Chicxulub Crater melt rock and Cretaceous-Tertiary boundary tektites: *Science*, v. 257, 954-958.
- THIERSTEIN, H.R., 1981, Late Cretaceous nannoplankton and the change at the Cretaceous-Tertiary boundary: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Special Publication 32, 355-394.
- TOUMARKINE, M., Y LUTERBACHER, H.P., 1985, Paleocene and Eocene planktic foraminifera, En: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B., Y PERCH-NIELSEN, K., eds., *Plankton Stratigraphy*: Cambridge University Press, Cambridge, Gran Bretaña. p. 87-154.

MONOGRAFIA

VAN HINTE, J.E., 1976, A Cretaceous time scale: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin.*, v. 60, 498-516

WILLIAMS, G.L., 1977, Dinocysts. Their paleontology, biostratigraphy and paleoecology, En: RAMSAY, A. T. S., ed., *Oceanic Micropaleontology*, Academic Press, London, p. 1231-1325

## **BIOESTRATIGRAFÍA Y PALEOGEOGRAFÍA DEL LÍMITE EOCENO INFERIOR-EOCENO MEDIO EN CUBA ORIENTAL.**

Dr. Félix Quintas Caballero\* Email [fjquint@yahoo.es](mailto:fjquint@yahoo.es)

M Sc Elizabeth Crespo Cabrera\* [ecrespo@ismm.edu.cu](mailto:ecrespo@ismm.edu.cu)

• Facultad de Geología y Minería. Instituto Superior Minero Metalúrgico. Moa. Holguín  
Cuba CP 83329

### Resumen

El Terreno Cuba Oriental y la cuenca Cauto - Nipe presentan características geológicas diferenciadas de las del resto de Cuba, a partir del Paleoceno Superior. Hasta el Eoceno Medio Temprano Cuba Oriental formó parte de la protomicroplaca Gonave y estaba limitada al noroeste por la cuenca Cauto – Nipe formada a causa de la extensión de la cuenca de Yucatán.

En el límite Eoceno Inferior –Eoceno Medio ocurrieron cambios trascendentales a nivel regional que dieron lugar a la extinción del arco de islas volcánicas Sierra Maestra debido a la formación del actual límite transformante entre las placas Caribe y Norteamericana, que dio lugar a la separación de Cuba Oriental del resto de la protomicroplaca Gonave y el abortamiento del proceso de extensión que se desarrollaba en la Cuenca Cauto –Nipe.

El límite Eoceno Inferior- Eoceno Medio se caracteriza por la presencia de dos grandes conjuntos faciales: el inferior compuesto por facies volcánicas sedimentarias y el superior constituido por facies carbonatadas. Estas facies presentan relaciones verticales transicionales.

El cese de la actividad volcánica al cierre del Eoceno Inferior, a causa de la extensión de la Fosa de Bartlett, fue simultáneo a un proceso de deformación creciente de Cuba Oriental dando lugar a la formación de dos cuencas: una somera hacia el sur, donde se acumularan molasas vulcanógenas y otra más profunda hacia el norte en donde predominan los depósitos de flysch de tobas de grano fino, en gran medida zeolitizadas. La presencia de sedimentos calcáreos en este grupo facial fue muy limitada al igual que la de facies de radiolaritas.

A partir del Eoceno Medio Temprano se acumularon facies carbonatadas acumuladas en complejos arrecifales (esencialmente hacia el sur de Cuba Oriental), y facies carbonatadas de mares profundos ricos en una variada microfauna planctónica.



## INTRODUCCIÓN

En el límite del Eoceno Inferior - Eoceno Medio se produjeron cambios paleogeográficos muy importantes en el Caribe; el arco de islas volcánicas Sierra Maestra que comenzó a desarrollarse a partir del Paleoceno Superior, se extinguió paulatinamente hasta que cesó el proceso de subducción a inicios del Eoceno Medio. El medio ambiente marino dominante durante la existencia del arco de islas fue profundo de tipo batial- abisal excepto en la zona del arco axial, (Sierra Maestra), en donde predominaron las profundidades neríticas.

Sobre los restos del arco de islas volcánicas Sierra Maestra se desarrolló una extensa cuenca, donde se acumularon facies carbonatadas, algunas en medios arrecifales y otras en medios marinos profundos. Esta cuenca se localizaba en el margen pasivo de la plataforma Cuba - Bahamas y tuvo una existencia efímera, (Cobiella, 1978, 1979, 1988, Quintas., 1989, Iturralde, 1997).



Figura 1 Localización geográfica de la zona de estudio y principales localidades de la porción oriental de Cuba .

Durante el Eoceno Inferior, Cuba Oriental formó parte de la protomicroplaca Gonave conjuntamente con La Española. Esta microplaca estaba limitada hacia el oeste, por la Cuenca Yucatán –Cauto- Nipe, donde se desarrollaba un proceso de expansión. Esta estructura constituía el límite entre la placa Caribe y la placa Norteamericana. La microplaca tuvo una relación de convergencia con la placa Caribe, que dio lugar a la formación de un doble arco de islas volcánicas: el más septentrional localizado en Cuba Oriental, de carácter toleítico, y el más meridional, poco desarrollado, localizado en La Española, de carácter calcoalcalino. La polaridad de la subducción aún es objeto de controversias existiendo opiniones contrarias que sitúan la subducción desde el noroeste o desde el sur, (Cobiella, 1988, Quintas, 1994).

Las formaciones localizadas en el límite Eoceno Inferior –Eoceno Medio se caracterizan por contener una rica fauna de foraminíferos bentónicos y planctónicos, algunas presentan abundantes radiolarios y ostrácodos. (Keijzer, 1945, Lewis y Straczek, 1955, Kumpera, 1968, Iturralde-Vinent, 1976, 1977, Arcial, 1978, del Pino y Morejón, 1982, Nagy et al, 1983, Cobiella, 1983 A).

Las biozonas de foraminíferos planctónicos en Cuba Oriental de la parte alta del Eoceno Inferior se caracterizan por la presencia de *Chiloguembelina* y *Globorotalia formosa*. La biozona de foraminíferos bentónicos correspondiente a la parte alta superior es la de *Eocunoloides wellsi*, según (Quintas, 1996). El cese de la actividad volcánica en el Eoceno Inferior Tardío, contribuyó al aumento de la biodiversidad en el medio marino lo que se refleja especialmente a partir del Eoceno Medio en las formaciones Charco Redondo y Puerto Boniato en Cuba Oriental, (Rodríguez y Méndez, 1974).

### CARACTERÍSTICAS ESTRATIGRÁFICAS

Las formaciones relacionadas con el límite Eoceno Inferior- Eoceno Medio están ampliamente propagadas en Cuba Oriental, (Tabla 1), tanto en superficie como en el subsuelo y se localizan en dos Asociaciones Estructuro Formacionales<sup>8</sup>, (Quintas, 1989).

Tabla I Asociaciones Estructuro Formacionales en el límite Eoceno Inferior- Eoceno Medio.I. Formaciones de la AEF del arco de islas volcánicas Sierra Maestra (formaciones Sabaneta , Vigía y Grupo El Cobre).II.

<b>AEF</b>	<b>Cuencas del Arco de islas volcánicas</b>	<b>Cuencas del margen pasivo de la Plataforma de Bahamas</b>
<b>Formaciones</b>	Sabaneta- Vigía	Puerto Boniato- Charco Redondo
<b>Grupo</b>	El Cobre	
<b>Substrato</b>	Vulcanitas del Cretácico, melange ofiolítico, y complejo de cuencas a cuestas del K-E <sub>1</sub> <sup>1</sup>	Grupo El Cobre y Formación Sabaneta
<b>Tipo de secuencias</b>	Flysch (parte baja), molasa (parte alta)	Secuencias carbonatadas epicontinentales y pelágicas
<b>Litofacies</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Vulcanógena sedimentaria</li> <li>• Terrígenas y carbonatada sedimentaria</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Facies arrecifales</li> <li>• Facies carbonatadas y pelágicas</li> </ul>

Formaciones de la Cuenca carbonatada del margen pasivo de la plataforma Cuba- Bahamas ( Puerto Boniato y Charco Redondo).

<sup>8</sup> .Las Asociaciones Estructuro Formacionales, (AEF), son unidades tectono estratigrafígraficas, (UTE) , definidas por Quintas(1989) como el conjunto de formaciones representativas de una unidad tectónica desarrollada en un intervalo de tiempo.

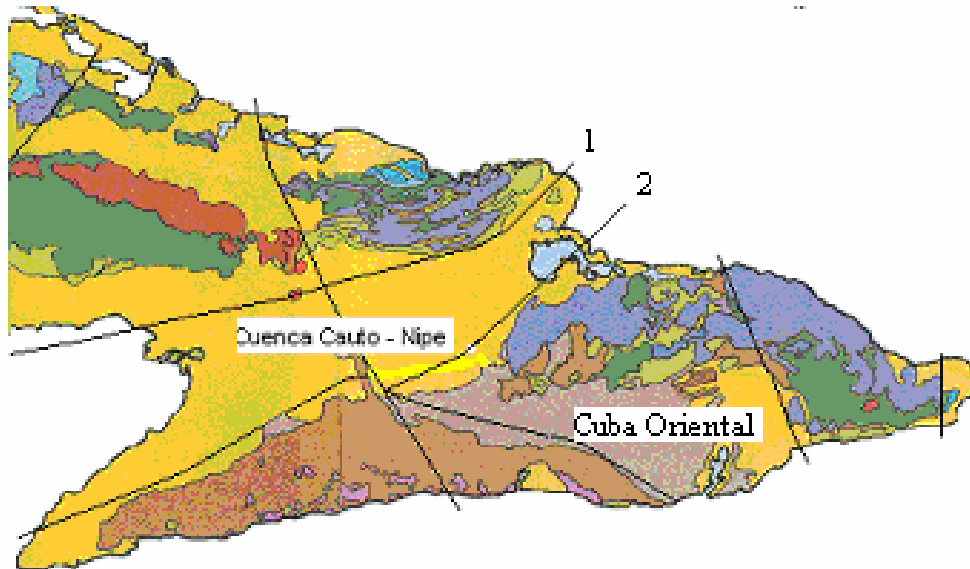
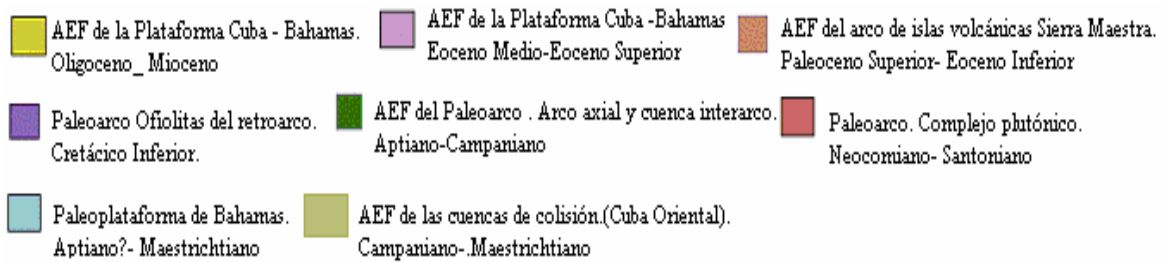


Figura 2 Asociaciones Estructuro Formacionales, (AEF), de Cuba Oriental y la Cuenca Cauto- Nipe.



Fallas principales: 1: Cauto norte 2: Cauto sur (límite de Cuba Oriental con la Cuenca Cauto – Nipe.)

**Grupo El Cobre.**

**Edad:** Paleoceno Superior a Eoceno Inferior.

El limite Eoceno Inferior y Medio se localiza en la zona de transición entre el Grupo El Cobre con la Formación Charco Redondo.

**Zona de propagación:**

Se propaga en la Sierra Maestra , en los valles centrales y en el valle del Cauto, (Figura 1)

## CARACTERÍSTICAS ESTRATIGRAFICAS

La parte alta del Grupo El Cobre se caracteriza por la presencia de conglomerados vulcanomícticos tobáceos, intercalados con areniscas y aleurolitas de color crema y verde, de granulometría gruesa a fina con buena estratificación de tipo laminar, fina, gradual y contorsionada. En esta secuencia aumenta el contenido de carbonatos hacia la parte alta, donde van predominando las calizas biodetríticas y las calizas tufíticas pasando gradualmente a la formación Puerto Boniato o a la Formación Charco Redondo que sobreyacen al Grupo El Cobre, (Lewis y Straczek, 1955, Laverov y Cabrera, 1967, Rodríguez y Méndez, 1974.)

El Grupo El Cobre se caracteriza por presentar frecuentes y complejas relaciones faciales tanto laterales como verticales.

El límite del Eoceno Inferior- Eoceno Medio se localiza en la zona de transición entre el Grupo El Cobre y las formaciones Puerto Boniato y Charco Redondo. En la autopista nacional, cerca del poblado de El Cristo, (12 Km. al norte de Santiago de Cuba), se observa un gran corte con la secuencia invertida donde se puede apreciar el paso transicional entre el Grupo El Cobre y la Formación Puerto Boniato, (figura 3).

En el norte de la sierra de la Gran Piedra, se localizan extensos afloramientos de la parte alta del Grupo El Cobre, formando parte, según (Quintas, 1975,1989), del Miembro Felicidad que se caracteriza por estar compuesto por tobas de grano fino, basálticas y andesíticas, areniscas y aleurolitas tobáceas, calizas tufíticas, conglomerados y areniscas vulcanomícticas estratificadas, con capas de espesores entre 1.5-5 cm. Hacia la porción inferior y media, la secuencia es típicamente flyschoides, mientras que hacia el techo presenta características molásicas.

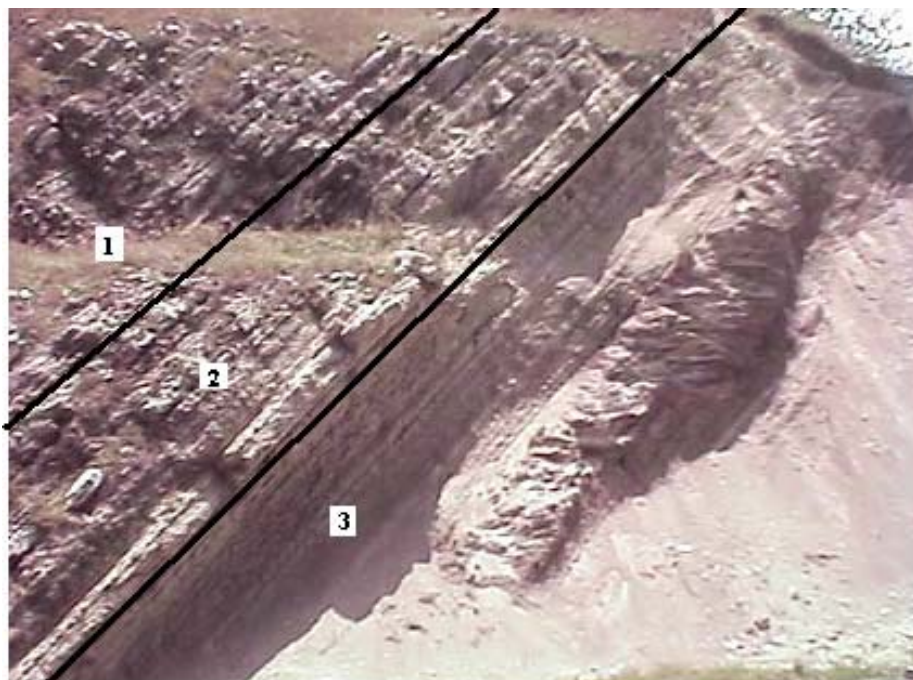


Figura 3. Corte en la autopista Nacional en las proximidades del poblado de El Cristo, Santiago de Cuba donde se puede observar la zona del límite del Eoceno Inferior con el Eoceno Medio. 1. parte alta del Grupo El Cobre (Eoceno Inferior) 2. Formación Puerto Boniato (Eoceno Medio ) 3. Formación San Luis (Eoceno Medio-Eoceno Superior)

Al norte de la Gran Piedra fue documentada por (Quintas, 1989), la zona de transición entre el Grupo el Cobre con la Formación Charco Redondo. En la base del afloramiento se localizan tufitas calcáreas de grano fino en estratos de 5-10 cm, color gris a verde claro, ritmos de turbiditas calcáreas de grano medio a fino, calcáreas, de color pardo a verde con estratificación de hasta 15 cm y algunas capas de calizas tufíticas de color gris con un espesor total de 50 cm, ritmos de tobas grises con espesores de 50 cm de grano medio a fino, calcáreas, de color verde parduzco, con intercalaciones de conglomerados calcáreos y calcarenitas polimícticas calcáreas, que pasan a calcarenitas lutáceas. Hacia la parte media y superior se reportan *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp. *Amphistegina lopez-trigoi*, *Pseudophragmina* sp. cf. *Cookei* y *Discociclyna* sp (Quintas, 1975,1979)

**Formación. Sabaneta:**

**Edad:** Paleoceno Superior a Eoceno Inferior .

**Zona de propagación:**

Flanco sur y norte del macizo orográfico Nipe- Baracoa y en la cuenca de Sagua de Tánamo, (figura 1).

**CARACTERÍSTICAS ESTRATIGRAFICAS**

La Formación Sabaneta se compone de facies vulcanógenas sedimentarias donde predominan las tobas y tufitas vítreas de grano fino, frecuentemente montmorillonitizadas y zeolitizadas. Hacia el flanco norte del complejo orográfico Nipe- Baracoa están presentes facies vulcanógenas- calcáreas- silíceas, ricas en micro fauna acumuladas en mares profundos. En la carretera de Moa a Sagua de Tánamo son observables excelentes cortes representativos de estas facies, (figura 3).

En la localidad tipo de la Formación Sabaneta, (Iturralde-Vinent, 1976, 1977) , propuso el Miembro El Deseo para la parte alta de la formación. El Miembro. El Deseo excluía una secuencia alternante de tobas, tufitas y calizas tobáceas, la cual fue incluida en la Formación Charco Redondo. (Quintas, 1989), propuso incluir esta secuencia en el Grupo El Cobre, ya que las mismas corresponden al periodo de extinción del arco volcánico, constituyendo una continuidad del Grupo El Cobre.

El Miembro El Deseo alcanza un espesor de 600m, (Quintas, 1989) y se compone de tobas de diferente granulometría con algunas intercalaciones de tufitas, areniscas, conglomerados, calizas microcristalinas laminares y aleurolitas tobáceas. Los fósiles reportados son: *Globorotalia elongata*, *G. aequa*, *G. angulata*, *G. compressa*, *G. formosa*, *G. perclara*, *G. pseudobulloides*, *G. trinidadensis*, *G. aragonensis*, *G. Marginodentata*, *Acarinina sp.*, *Globigerina triloculinoides* y *Globigerina trinidadensis*

## MONOGRAFIA

En Yateras y el norte de Puriales de Caujerí, (provincia Guantánamo), cuadro 3, el Miembro Madre Vieja ocupa la parte alta de la Formación Sabaneta, (equivalente al Miembro El Deseo de la localidad tipo de la formación), compuesto por tobas zeolitizadas y argilitizadas, tufitas y tobas cloritizadas, silicificadas. En esta localidad, el contacto de la Formación Sabaneta y Puerto Boniato es concordante y gradual. En esta secuencia es frecuente la estratificación gradacional y laminar con moldes de presión y rizaduras de corriente.

En Baracoa y en el flanco norte de la sierra de Nipe, aflora la parte alta de la Formación Sabaneta con frecuentes intercalaciones de radiolaritas y calizas silicificadas conteniendo una rica fauna de globigerinas y radiolarios, (Cordobés, 1978, Quintas, 1989).

En el borde oriental de las alturas de Maniabón se propaga la Formación Vigía, cuadro 1, que es equivalente a la Formación Sabaneta, (Rodríguez, 1986, Nagy et al, 1983, Pérez, 1984, Cobiella, 1988). La parte superior de la formación está compuesta por margas, tobas y tufitas a veces silicificadas con abundantes globigerinas, globorotalias y moldes de radiolarios.





Figura 4 Corte de la parte alta de la Formación Sabaneta en la carretera de Moa a Sagua de Tánamo.

### **Formación Charco Redondo**

**Edad:** Eoceno Medio (parte baja)

**Zona de propagación:**

Flanco Norte de la Sierra Maestra, en algunas elevaciones de los valles centrales orientales y excepcionalmente en el flanco sur de las sierras de Nipe y Cristal.(figura 1)

#### **CARACTERÍSTICAS ESTRATIGRAFICAS:**

La Formación. Charco Redondo se compone de litofacies de calizas arrecifales con abundante fauna bentónica.

Al norte de la Gran Piedra en la base de la formación se encuentra calizas arenosas gruesas con abundante material terrígeno vulcanomítico, con intercalaciones de calcarenitas de

grano fino, bien estratificadas, que en ocasiones presentan bioglifos. En otras localidades se presentan calizas masivas típicas de núcleos arrecifales, asociadas con calciruditas y calcarenitas. Los fósiles reportados son: *Discocyclina marginata*, *Globigerina* sp., *Globorotalia* cf. *aragonensis*, *Pseudohastigerina micra*, *Amphistegina* sp., radiolarios y espículas de esponjas, cuadro 3.

### **Formación Puerto Boniato**

**Edad :** Eoceno Medio (parte baja)

#### **Zona de propagación:**

Cuenca de Sagua de Tánamo y flanco sur de las sierras de Nipe y Cristal, la Sierra de Yateras, y parte del norte de la Sierra Maestra, (figura 1).

Al sur de Sagua de Tánamo fue descrito un corte típico de la Formación Puerto Boniato que comienza por calizas microcristalinas finas con estratos de 10cm intercaladas con calcarenitas, con abundante material terrígeno vulcanomíctico. Hacia la parte superior la caliza se hace de grano más fino y no contiene material terrígeno. Han sido reportados globigerinidos, *globorotálidos* y radiolarios, (Iturralde-Vinent, 1976,1977 ,Quintas, 1989, Cobiella, 1978), (cuadro 4).

Esta formación representa las facies pelágicas acumuladas en la cuenca carbonatada del margen pasivo de la plataforma Cuba - Bahamas y lateralmente se correlaciona con las facies arrecifales de la Formación Charco Redondo.

## **BIOESTRATIGRAFÍA DEL EOCENO INFERIOR Y EOCENO MEDIO**

Los sedimentos de edad Eoceno Inferior y Eoceno Medio han sido reconocidos en diversas localidades de la cuenca de Sagua de Tánamo, al norte de la Sierra de la Gran Piedra, en las sierras de Yateras y Baracoa, en Mayarí Arriba, así como en la porción oriental de las alturas de Maniabón. En estas localidades se propagan las formaciones Vigía, Sabaneta, Charco Redondo y el Grupo El Cobre. Las orictocenosis estudiadas comprenden diversos grupos de microfósiles: foraminíferos planctónicos, macroforaminíferos, ostrácodos y

radiolarios. En varias muestras de la Formación Charco Redondo y el Grupo El Cobre se reportan espículas de esponjas, algas, fragmentos de moluscos y corales. El presente análisis bioestratigráfico se basa en los foraminíferos planctónicos que resultan abundantes en las formaciones Vigía, Sabaneta y Puerto Boniato y en menor medida en la parte alta del Grupo El Cobre, donde predominan al igual que en la Formación Charco Redondo los foraminíferos bentónicos, (Quintas, 1975, 1989, Cobiella, 1978).

#### EOCENO INFERIOR (PARTE ALTA)

El estudio de la microfauna permitió definir el tope del Eoceno Inferior en la Biozona *Globorotalia formosa formosa*- *Globorotalia aragonensis*. Esta biozona se caracteriza por la presencia del taxón *Globorotalia formosa formosa* y coincide con la zona de transición entre las formaciones Puerto Boniato y Sabaneta, y la zona de transición entre el Grupo El Cobre con la Formación. Charco Redondo.

En la Biozona *Globorotalia formosa formosa*- *Globorotalia aragonensis* concurren las especies *Globorotalia rex*, *Globorotalia spinulosa*, *Hantkenina dumblei*, *Globigerina senni*, *Hantkenina mexicana*, *Truncorotaloides topilensis*, *Pseudohastigerina micra*, *Truncorotaloides rorhi*, *Hantkenina alabamensis*, *Globorotalia spinuloinflata* y *Globorotalia centralis*

Esta Biozona fue reportada como *Globorotalia aragonensis* pero la distribución de este taxón nominal es de Eoceno Inferior hasta el Eoceno Medio . En Cuba oriental la biozona se define por la taxa *Globorotalia formosa formosa* y *Globorotalia aragonensis*, que son mas frecuentes, correlacionándose con la Biozona *G. formosa fomosa*- *G. aragonensis* propuesta por Bolli et al (1987).

De acuerdo a la macrofauna de foraminíferos proponemos la Biozona *Discociclyna barkeri*- *Eocunoloides wellsii* para definir la parte alta del Eoceno Inferior en la zona de

transición entre el Grupo El Cobre y la Formación Charco Redondo donde concurre *Amphistegina lopez trigoi*, (Tablas 2,3,4).

Tabla 2 Biozonas de foraminiferos planctónicos del Eoceno Inferior y del Eoceno Medio

**EOCENO MEDIO**

Serie		Trinidad (Bolli 1957)	Italia (Bolli y Cita 1960)	Egipto (Beckman, El Heiny, Kerdany S. Y Viotti 1969)	Cuba Oriental (Quintas F. y Crespo E. 2001)
Eoceno	Medio				
		<i>Hantkenina aragonensis</i>	<i>Hantkenina aragonensis</i>	<i>Globorotalia bullbrooki</i>	<i>Hantkenina mexicana</i>
		<i>Globorotalia palmerae</i>			
	Inferior	<i>Globorotalia aragonensis</i>	<i>Globorotalia formosa formosa-aragonensis</i>	<i>Globorotalia aragonensis</i>	<i>Globorotalia formosa formosa-Globorotalia aragonensis</i>
<i>Globorotalia formosa formosa</i>	<i>Globorotalia subbotinae</i>				

En Cuba oriental *Globorotalia palmerae* se encuentra a niveles inferiores a la Biozona *G. aragonensis*, (Sánchez, et al, 1985), por lo que *Globorotalia palmerae* Bolli et al (1987), es propuesta como una biozona del Eoceno Inferior.

De acuerdo a los foraminíferos bentónicos contenidos en las facies arrecifales de la Formación Charco Redondo se define la Biozona *Proporociclyna teres- Amphistegina havanensis* que equivale a la Biozona *Discociclyna marginata*. En las formaciones Puerto Boniato del Eoceno Medio y la zona transicional de la Formación Sabaneta a la Formación Puerto Boniato se localiza la Biozona *Hantkenina mexicana* equivalente a las biozonas *Hantkenina aragonensis* (Bolli, 1957), y *Globorotalia bullbrooki*. *Hantkenina aragonensis* es poco frecuente en las secuencias de la parte baja del Eoceno Medio de Cuba oriental en comparación con *Hantkenina mexicana*.

Los taxa que concurren en esta biozona son: *Globorotalia aragonensis*, *G. spinulosa*, *Globigerina senni*, *Hantkenina aragonensis*, *Globigerina senni*, *Hantkenina aragonensis*, *Truncorotaloides topilensis*, *Truncorotaloides rorhi*, *Globorotalia spinuloinflata* y *Globorotalia lenheri*, (Cushman, 1950, Quintas, 1996).

(Bolli, 1957), propone para la base del Eoceno Medio la Biozona *Globorotalia palmerae* pero (Bronniman y Rigassi, (1963) localizaron a *Globorotalia palmerae* en la Formación Capdevila y en la parte baja del Miembro Toledo lo que la sitúa por debajo de la Biozona *Globorotalia aragonensis* del tope del Eoceno Inferior.

En esta biozona concurren *Amphistegina cubensis*, *Fabiania cubensis*, *Asterociclyna monticellensis*, *Dictyoconus americanus* y *Amphistegina lopez trigoi*, (Tablas 2 ,3,4).

Tabla 3 Macroforaminíferos mas frecuentes en las formaciones del límite Inferior- Eoceno Medio en Cuba Oriental  
 C Mayarí Arriba (zona Norte ) F La Gran Piedra y Santiago de Cuba

Eoceno		Serie
Inferior	Medio	
<i>Eocunoloides wellsii</i>	<i>Discociclyna marginata</i>	S. Blanco y J ..Fernández,1984
<i>Rankhotalia</i>	<i>Eocunoloides wellsii</i>	Crespo E.,y Quintas F.,,2001
<i>Eocunoloides wellsii</i>	<i>Proporociclyna teres</i>	
<i>Discociclyna barkeri</i>	<i>Asterociclyna havanensis</i>	
<b>Grupo El Cobre</b>	<b>Fm. Charco Redondo</b>	Unidades litoestratigráficas
F	F	Localidades
	x	<i>Amphistegina cubensis</i>
x	x	<i>Amphistegina lopez trigoi</i>
		<i>Asterociclyna</i>
x	x	<i>Asterociclyna havanensis</i>
	x	<i>Dictyoconus cooki</i>
	x	<i>Dictyoconus americanus</i>
x	x	<i>Discociclyna marginata</i>
x		<i>Discociclyna barkeri</i>
	x	<i>Fabiania cubensis</i>
	x	<i>Eorupertia bermudezi</i>
x	x	<i>Proporociclyna teres</i>

MONOGRAFIA

Tabla 4 Microforamíniferos mas frecuentes en las formaciones localizadas en el límite Eoceno Inferior- Eoceno Medio en Cuba Oriental. A: Baracoa B: - Sur de Sierra de Nipe , Sierra Cristal y Cuchillas del Toa C:- Parte oriental de Maniabón D:- Norte de Gran Piedra E:- El Cobre norte de Santiago de Cuba.

Serie		Biozonas	Formaciones	Localidades	<i>Globorotalia aragonensis</i>	<i>Globorotalia. bodermanni</i>	<i>Globorotalia rex</i>	<i>Globorotalia formosa</i>	<i>Globorotalia. spinulosa</i>	<i>Globorotalia. spinuloinflata</i>	<i>Globigerina boweri</i>	<i>Globigerina tripartita</i>	<i>Globigerina .kugleri</i>	<i>G.lobigerina centralis</i>	<i>Globigerina .semiti</i>	<i>Hantkenina aragonensis</i>	<i>Hantkenina mexicana</i>	<i>Hantkenina dumblei</i>	<i>Hantkenina alabamensis</i>	<i>Truncorotaloides topilensis</i>	<i>Truncorotaloides rorhi</i>	<i>Pseudohastigerina micra</i>			
Eoceno	Medio	<i>Hantkenina aragonensis</i>	Puerto Boniato	B	x			x	x	x	x	x		x	x	x	x		x	x	x				
		<i>Globorotalia bullbrookii</i>		C	x			x						x											
Inferior		<i>Globorotalia aragonensis</i>	Sabaneta Vigia	El Cobre	A	x			x	x				x	x		x		x	x	x	x			
		<i>Globorotalia subbotinae</i>			B	x		x	x																
		<i>Globorotalia aragonensis- formosa</i>			C	x		x	x	x									x	x					
		<i>Globorotalia formosa</i>			D	x																			
		<i>Globorotalia formosa</i>			E	x	x																		

## MONOGRAFIA

### RADIOLARIOS

Los radiolarios se localizan fundamentalmente en las facies vulcanógenas carbonatadas silíceas de la Formación Sabaneta en la zona de propagación de Mayarí- Baracoa. Los principales taxa encontrados son: *Spongodiscus parix*, *S. americanus*, *Amphicraspedum prolexum*, *Theocotyle elcus*, *Lithomitra linneata*, *Stylosphaera* sp, *Kainoconus ovalis*, *Phormocyrtis heliaderiscus*, *Lychnocanium* sp. ,*Cenosphaera* sp, *Lychnocanium grande*, *L. bellum*, *Theocotyle ficus*., *T. tripiramys*, *Spongodiscus phrix*, *Podocyrtis* sp., *Thyrsocyrtis hirsute*. En las facies carbonatadas de la Formación Puerto Boniato, (Quintas, 1996) reporta *Cenosphaera* sp. y *Spongodiscos goride*.

### OSTRACODOS

Los ostrácodos están pobremente representados en los cortes de la parte alta del Eoceno Inferior y en la parte baja del Eoceno Medio en las formaciones Puerto Boniato y Sabaneta. Los taxa presentes en la Formación Sabaneta son: *Krithe intermedia*, *Cythereis* sp., *Pontocyprella obscura* y en la Formación Puerto Boniato *Bairdia* sp.

### PALEOGEOGRAFIA DE LA ZONA DE TRANSICIÓN DEL EOCENO INFERIOR AL EOCENO MEDIO

La zona de transición del Eoceno Inferior al Eoceno Medio se diferencia en gran medida entre las porciones central y suroeste, y norte de Cuba Oriental.

Al centro y suroeste de Cuba Oriental se propaga el Grupo El Cobre tanto en superficie ,(Sierra Maestra ), como en el subsuelo, (valles centrales orientales). En la parte alta del Grupo El Cobre predominan las molasas compuestas por areniscas, conglomerados y aleurolitas , tuffíticas con algunas intercalaciones de calizas tuffíticas.

En la parte alta del Eoceno Inferior del Grupo El Cobre están presentes microfósiles como *Lepidocyclina*, *Helicostegina*, *Fabiania*, *Asterocyclina*, *Discocyclina*, *Pseudophragmina*, *amphisteginidos*, restos de corales, algas, y espículas de esponjas que indican la



acumulación de estas secuencias en cuencas marinas someras cercanas a terrenos volcánicos que estaban siendo sometidos a un proceso intenso de erosión , (Cobiella, 1988, Quintas, 1989. En el Eoceno Inferior Tardío ocurrió la extinción del arco de islas volcánicas Sierra Maestra. El cese de la acumulación de piroclastitas en la zona de transición entre el Grupo El Cobre y las formaciones Puerto Boniato y Charco Redondo indican el fin del proceso de subducción. En Haití y República Dominicana se propagan varias formaciones correlacionables con el Grupo El Cobre y la Formación Sabaneta ,como Perodín, Imbert, Loma Caballero, etc. Descontando el efecto de traslación de la microplaca Gonave producto del proceso de transurrencia de la falla Oriente, se obtiene que en el Eoceno Inferior Tardío, Cuba Oriental y La Española, formaban parte de una microplaca a la que hemos denominado protomicroplaca de Gonave, que se localizaba en la placa Caribe siendo limitada al norte por la cuenca Cauto Nipe ,formada producto del proceso de expansión de la Cuenca Yucatán. (figura 5).

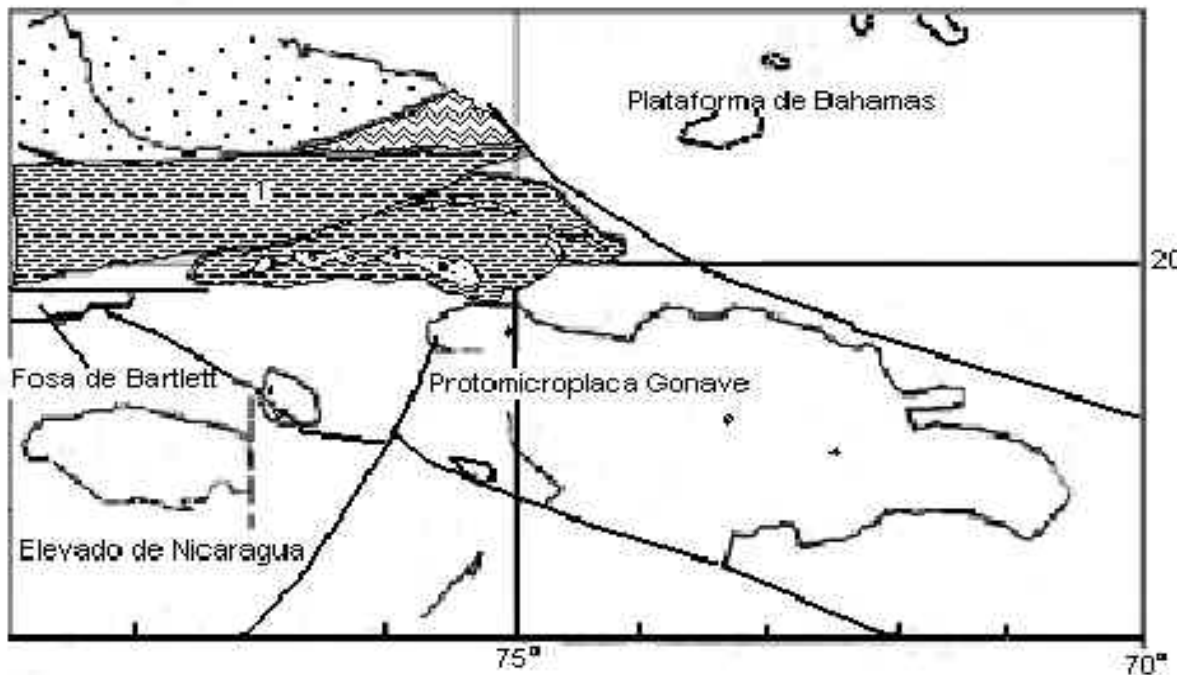
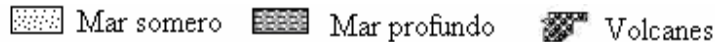


Figura 5. Mapa paleogeográfico de Cuba Oriental y la Cuenca Cauto Nipe en el Eoceno Inferior. 1. Cuenca Cauto- Nipe

## MONOGRAFIA

 Mar somero    Mar profundo    Volcanes

La extensión de la fosa de Bartlett hacia el este conjuntamente con el desgarramiento de Cuba Oriental de la protomicroplaca Gonave dio lugar al cese del proceso de subducción y de la actividad volcánica en Cuba Oriental . (figuras 6).

(Pindell, 1994) plantea que... "The middle Eocene was marked by the termination of Bahamian Antillean collision and the onset of platform deposition in Cuba...Extension in the Yucatan basin ceased associated Cuba come to rest against the Bahamas "...

La ocurrencia de un paso gradual entre el Grupo El Cobre y las formaciones Charco Redondo y Puerto Boniato , compuestas por facies carbonatadas, acumuladas en complejos arrecifales y mares profundos, indican efectivamente un cambio trascendental en el marco geodinámico regional que dio lugar a un proceso de acreción de Cuba oriental a la paleoplataforma de Bahamas, pero a la vez una diferenciación sustancial con respecto al resto de Cuba en donde se desarrollaba un proceso de obducción que culminó con la colisión de los terrenos del paleoarco contra el paleomargen de Bahamas del Eoceno Medio al Eoceno Superior.(Quintas, 1994, Cazañas et al, 1998).

La ocurrencia de un paso gradual entre el Grupo El Cobre y las formaciones Charco Redondo y Puerto Boniato , compuestas por facies carbonatadas, acumuladas en complejos arrecifales y mares profundos, indican efectivamente un cambio trascendental en el marco geodinámico regional que dio lugar a un proceso de acreción de Cuba oriental a la paleoplataforma de Bahamas, pero a la vez una diferenciación sustancial con respecto al resto de Cuba en donde se desarrollaba un proceso de obducción que culminó con la colisión de los terrenos del paleoarco contra el paleomargen de Bahamas del Eoceno Medio al Eoceno Superior.(Quintas, 1994, Cazañas et al, 1998).

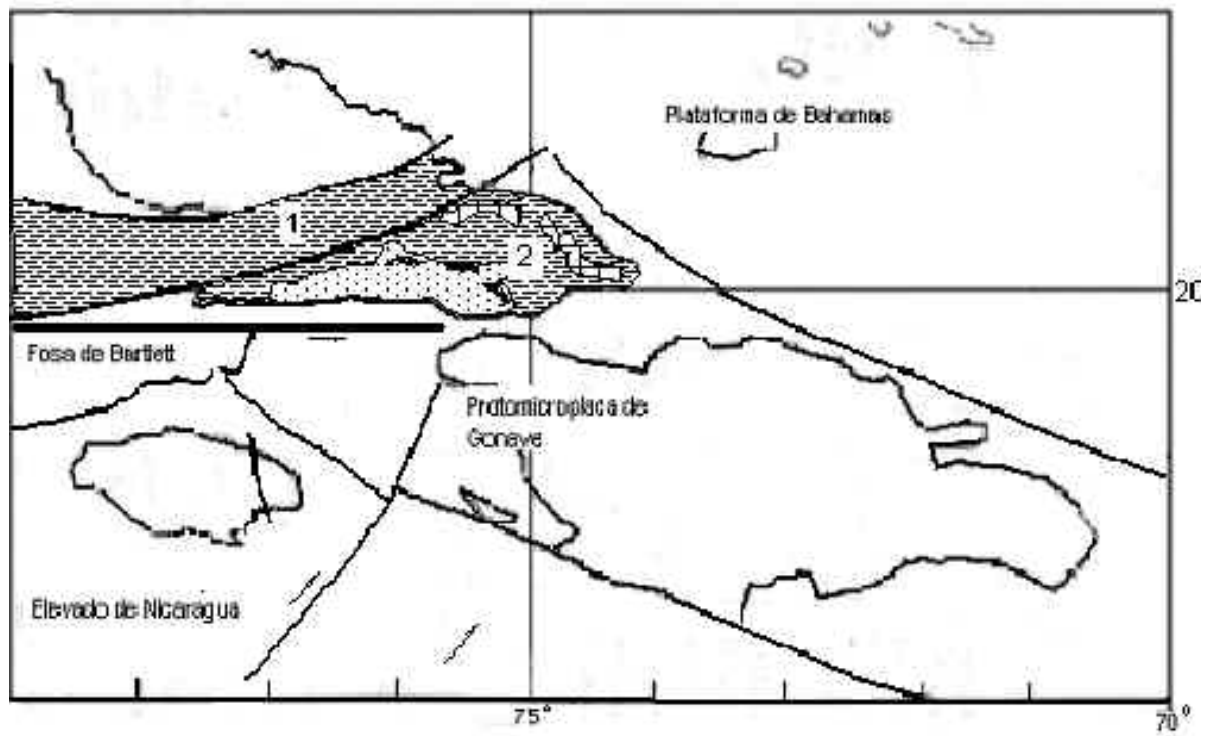






Figura 6 Mapa paleogeográfico de la cuenca Cauto\_ Nipe y Cuba Oriental en el Eoceno Medio. 1. Cuenca Cauto- Nipe 2. Cuba Oriental

- |   |                  |   |              |
|---|------------------|---|--------------|
|  | Cresta submarina |  | Mar profundo |
|  | Mar somero       |  | Arrecife     |

La fosa de Bartlett constituye actualmente el límite de las placas norteamericana y Caribe. Algunos dragado realizados en la pared norte de la fosa han revelado la afinidad que existe con la geología de Cuba Oriental y la Cresta de Caimán, (Perfit y Essen, 1978).

Partiendo de estas características, (Draper y Barros, 1994), plantean que el arco de islas volcánicas del Paleógeno constituye un problema a resolver por la cinemática y la geometría de placas.

La presencia del Grupo El Cobre y de la Formación Charco Redondo en la Cuenca Cauto Nipe, (en el subsuelo), es de gran interés, ya que según (Bush y Sherbacova, 1986) esta cuenca presenta una corteza de tipo suboceánica donde las rocas mantíferas adoptan una estructura cómica, por lo que esta cuenca tendría características similares a las de un aulacógeno ( Quintas, 1994).

La cuenca de Cauto- Nipe constituyó una extensión de la cuenca Yucatán y parte del límite entre las placas Norteamericana y Caribe durante el Eoceno Inferior y parte del Eoceno Medio, lo que explicaría la ausencia de evidencias de la ocurrencia de proceso de colisión arco-continente en Cuba Oriental durante el Paleógeno, como ocurre en el resto de Cuba y su sustitución por un proceso de convergencia , (Quintas, 1989).

Hacia la parte norte del territorio el corte de la parte alta del Eoceno Inferior se caracteriza por la presencia de facies volcánicas de grano fino, con intercalaciones de silicitas y calizas pelágicas de la formación Sabaneta. Estas secuencias son de tipo flysch con una rica microfauna de radiolarios como *Spongodiscus parix*, *S. Americanus*, *Lithonitia linneata*, *Stylosphaera* Sp, *Kainoconus ovalis* así como formas planctónicas como *Globorotalia triloculinoides*, *G. trinidanensis* y otros, indicadores de condiciones de mares muy profundos .

A fines del Eoceno Medio la actividad volcánica fue muy esporádica hasta extinguirse ,dando lugar a la formación de una extensa cuenca marina que formaba parte del margen pasivo de la Plataforma Bahamas- Cuba .En la región oriental empezó a dominar la sedimentación calcárea en condiciones de aguas profundas y someras con un relieve submarino muy complejo en un marco de un proceso de subsidencia generalizada.

La reducción paulatina del aflujo de sedimentos terrígenos influyó en el predominio de la sedimentación calcárea en aguas profundas (Formación Puerto Boniato) y localmente también en aguas someras (Formación Charco Redondo) (Kumpera, 1968, Cobiella, 1978, Nagy et.al, 1983, Quintas, 1989).(figura 6)

La Formación Puerto Boniato se caracteriza por la presencia de una rica forma planctónica que en su base constituye la orictocenosis de la Biozona *Hantkenina mexicana*; las taxa como *Globorotalia aragonensis*, *Globorotalia spinulosa*, *Globigerina*, *Truncorotaloides topilensis* y otros indican las condiciones de mares profundos en condiciones batí- abisales.

(Lombard, 1956), estima que los globigerínidos y globorotálidos indican fondos de 900 \_ 4500 m., aunque son mas frecuentes en fondos de 1800m; dado que a las litofacies de la Formación Puerto Boniato se asocian además los radiolarios *Cenosphaera Sp* y los de la Familia *Spongoridae* las profundidades del fondo deben ser típicas de las zonas batial - abisal .

La Formación Charco Redondo se acumuló en zonas de mares neríticos, en complejos arrecifales, caracterizándose en su base por la presencia de la Biozona *Proporociclyna teres* y *Amphistegina havanensis* donde concurren *Amphistegina cubensis*, *Fabiania cubensis*, *Asterociclyna monticellensis* y otras especies afines. Según (Lombard, 1956), la orictocenosis asociada a la *Amphistegina* caracteriza a los fondos de 9m a 110m con temperaturas de 18.9<sup>0</sup>C a 24.8<sup>0</sup>C. condiciones que serían características del medio marino donde se acumuló la Formación Charco Redondo.

En la litofacies calcárea arrecifales de la Formación Charco Redondo además de los foraminíferos bentónicos se presentan restos de algas, restos de conchas de moluscos, espículas de esponjas, corales y otros fósiles típicos de los complejos arrecifales.

(Robinson, 1988), considera que la asociación de *Fabiania*, *Amphistegina*, *Asterociclyna*, *Discociclyna*, en numerosos estudios paleobiogeográficos y paleoecológicos locales han mostrado que estos géneros están asociados con sedimentos depositados en las márgenes de plataformas carbonatadas; esta asociación es típica para la Formación Charco Redondo.

La coincidencia del proceso de expansión de la cuenca de Yucatán y el cese del proceso de colisión en Cuba centro-occidental y la subducción en Cuba Oriental se relaciona con el desarrollo del nuevo límite entre las placas Caribe y Norteamericana, así como el desmembramiento de la protomicroplaca de Gonave quedando Cuba Oriental suturada a la placa Norteamericana.

Este proceso está marcado por el paso de la microfacies volcánica terrígenas molásicas del Grupo El Cobre a las litofacies carbonatadas de las formaciones Puerto Boniato y Charco

## MONOGRAFIA

Redondo, desde la parte alta del Eoceno Inferior Tardío a la parte baja del Eoceno Medio indicando condiciones especiales del desarrollo paleogeográfico de la cuenca del margen pasivo de Bahamas en Cuba Oriental que la diferencia tanto desde el punto de vista litoestratigráfico como bioestratigráfico a Cuba Oriental del resto de Cuba.

## CONCLUSIONES

- En el Eoceno Inferior Tardío existió una cuenca marina que se profundizaba hacia el norte hasta alcanzar fondos abisales, mientras ocurría el proceso que condujo a la extinción del arco de islas volcánicas Sierra Maestra.
- En el Eoceno Medio Temprano cesó el vulcanismo y Cuba Oriental quedó suturada al Paleomargen de Bahamas con el abortamiento del proceso de extensión de la cuenca de Yucatán hacia la cuenca Cauto- Nipe.
- Durante el Eoceno Medio Temprano predominaron los mares profundos en Cuba Oriental, con un relieve de fondo complejo. En esta cuenca se acumularon fundamentalmente facies carbonatadas pelágicas y en menor medida facies arrecifales
- La Biozona *Globorotalia formosa formosa*- *Globorotalia aragonensis* define el límite superior del Eoceno Inferior en Cuba Oriental.
- Se define la Biozona *Discocyclina barkeri*- *Eocunoloides wellsi* para la parte superior del Eoceno Inferior.
- En el Eoceno Medio Temprano en Cuba Oriental se localiza la Biozona *Hantkenina mexicana* que es equivalente a la Biozona *Hantkenina aragonensis* para el resto de Cuba.

MONOGRAFIA

- Los macroforaminíferos de la Formación Charco Redondo concurren en la Biozona *Proporocyclina teres- Amphistegina havanensis*.

**REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS**

- ARCIAL, F., 1978: *Geología del curso medio del río Castro*. Trabajo de diploma. Instituto Superior Minero Metalúrgico, Moa, Holguín, 65 p.
- BOLLI, H., 1957: *Planctonic foraminifera in the Eocene Novet and San Fernando Formation of Trinidad.- Bull. West Indies USA Natural Museum, 934:155-172.*
- BOLLI, H., SAUNDERS, J.B. & BERCHI-NILSEN, K. 1987: *Plankton Stratigraphy*, Cambridge University Press. England. 250 p.
- BRONNIMAN, P., RIGASSI, D., 1963: *Contribution to the geology of the city of Havana Cuba and its surroundings.-Eclogae geologiae Helvetica.56: 193-486*
- BUSH, V., SHERBACOVA, I.,1986: New data on the Deep tectonics of Cuba. - *Geotectonics. 20 (3):192-203.*
- CAZAÑAS, X., PROENZA, J., MATTIETI, G., LEWIS, J. & MELGAREJO, J., 1998: Rocas volcánicas de las series Inferior y Media del Grupo El Cobre en la Sierra Maestra (Cuba Oriental): Volcanismo en un arco de islas Tholeítico -*Acta Geológica Hispánica .33 (1-4): 57-74.*
- COBIELLA, J., 1978: *Estratigrafía y Paleogeografía del Paleógeno en Cuba Oriental*. Tesis doctoral Instituto Superior Minero Metalúrgico, Moa, Holguín. 160 p.
- COBIELLA, J., 1979 La Formación El Cobre. *Minería en Cuba. 5(3):17-21.*
- COBIELLA, J., 1983: Propuesta de una nueva unidad litoestratigráfica en el Eoceno de Cuba Oriental. *Geología y Minería .9 (2):18-35.*
- COBIELLA, J., 1983 Algunas consideraciones sobre el origen de la Fosa de Bartlett. *Geología y Minería 19 (3): 17-36.*
- COBIELLA, J., 1988: Vulcanismo Paleógeno cubano. *Tecnológica .18 (4):25-32.*
- CORDOBÉS, R., 1978: Geología de la zona Toa-Duaba- Baracoa. Tesis de diploma Instituto Superior Minero Metalúrgico, Moa , Holguín 123 p.



- CUSHMAN, J., 1950: *Foraminifera*. Harvard University Press .Cambridge. England. .589 p.
- DRAPER, G., BARROS, J., 1994: Cuba. .En: DONOVAN, S., JACKSON, T. (ed.) *Caribbean geology: an introduction*. UWI publisher's Association. Jamaica. 65: 83
- ITURRALDE-VINENT, M., 1976: Estratigrafía del área Calabazas- Achotal. Parte I. *Minería en Cuba* 5: 9-23
- ITURRALDE-VINENT, M., 1977: Estratigrafía del área Calabazas Achotal. Parte II *Minería en Cuba*. 6 :32-40.
- ITURRALDE-VINENT, M., 1995: Cuencas sedimentarias del Paleoceno-Eoceno de Cuba. *Boletín de la Sociedad. Venezolana de Geología*. 20 (1-2):75-80.
- ITURRALDE-VINENT, M., 1997: Cuba: el archipiélago volcánico Paleoceno-Eoceno Medio. En: ITURRALDE-VINENT, M.,(ed.): *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba.- No.1 Project 364 Caribbean Ophiolites and volcanic arc*. Miami. Special Contribution.1:231-246
- KUMPERA, O., 1968: Contribución a la geología de la Sierra de Nipe. *Serie geológica* Universidad de Oriente. 2 (1):1-23.
- KEIJZER, F., 1945: Outline of the geology of the eastern part of Oriente province Cuba. *Geog. Geol. Mededeed (Utrecht) Geol reeks* 2 (6):1-235.
- Laverov, N., Cabrera, R., 1967: Algunas particularidades de la geología de los alrededores del yacimiento El Cobre relacionados con su génesis. *Serie de Geología de la ACC*. 1 (1):104-121
- LEWIS, G., STRACZEK, J., 1955: Geology of south central Oriente province. *Bulletin Geological Survey*. 975: 171- 235
- LOMBARD, A., 1956: *Geologie sedimentaire. Les Series marines* : Edit. Masson et Cie. París. 718 p.
- NAGY, E., BRCZSNYANSSZKY, K., BRITO, A., COUTIN, D., FORMELL, F., FRANCO, G., GYARMATY, P.,RADOZC, G. & JAKUS, P., 1983. Contribución a la geología de Cuba Oriental.: Academia de Ciencias de Cuba, La Habana. 87 p.

- PERFIT, M, HEEZEN, B.,1978: The geology and evolution of the Cayman trench.-  
*Geological Society of America Bull.* 89 (8): 1155-1174.
- PÉREZ, A., LUZARDO, A., 1984: Levantamiento geológico de Flores. Tesis de diploma. Instituto Superior Minero Metalúrgico, Moa, Holguín. 87 p.
- PINDELL, J., 1994: Evolution of the Gulf of Mexico an the Caribbean. En: DONOVAN, S., JACKSON, T., (ed.) *Caribbean geology: an introduction.* UWI publisher's Association. Jamaica. 13:40
- PINO M. DEL, MOREJÓN J., 1982. *Geología del área de Tacajó*, Tesis de diploma. Instituto Superior Minero Metalúrgico, Moa, Holguín. 91 p.
- QUINTAS, F., 1975: Geología de Las Yaguas, Sierra de la Gran Piedra.: Universidad de Oriente, Santiago de Cuba. 40 p.
- QUINTAS, F., 1989: Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico Superior al Paleógeno de la provincia Guantánamo y áreas cercanas. Tesis doctoral. Instituto Superior Minero Metalúrgico, Moa, Holguín.145 p.
- QUINTAS, F., 1989: Bioestratigrafía del corte meso-cenozoico del extremo oriental de Cuba. *Geología y Minería* .3 (1): 3-8.
- QUINTAS, F., HERNÁNDEZ, M., BLANCO, J.; 1994: Origen y evolución del arco de islas volcánicas Sierra Maestra. *Geología y Minería*. 11(1):3-12
- ROBINSON, E., 1988: *Early tertiary larger foraminífera and platform carbonates of the northern Caribbean.* Transaction of the 11<sup>th</sup> Caribbean geology Conference. Barbados. 501-511.
- RODRÍGUEZ, O., 1986: Análisis estratigráfico estructural de las formaciones terciarias en la zona de Alcalá, provincia Holguín. Tesis de diploma. Instituto Superior Minero Metalúrgico, Moa, Holguín. 70 p.
- RODRÍGUEZ, M., MÉNDEZ, I., 1974: Geología de las Sierras de puerto Boniato y Puerto Pelado. Tesis de diploma: Universidad de Oriente, Santiago de Cuba. 70 p.
- SÁNCHEZ, J., FERNÁNDEZ, G., BLANCO, S., 1985 Sobre la posición estratigráfica en Cuba de la Biozona *Globorotalia palmerae* y su importancia en la edad del sobrecorrimiento en Cuba Occidental. - *Tecnológica* 15: 19-31.

## TSUNAMIS DE IMPACTO EN EL LÍMITE K/T DE CUBA ORIENTAL.

MSc Elizabeth Crespo Cabrera. Email [ecrespo@ismm.edu.cu](mailto:ecrespo@ismm.edu.cu)

Instituto Superior Minero Metalúrgico, Moa .Holguín .Cuba, CP83329.

Dr. Félix Quintas Caballero. Email [fquintas@ismm.edu.cu](mailto:fquintas@ismm.edu.cu)

Instituto Superior Minero Metalúrgico, Moa .Holguín .Cuba, CP83329.

### RESUMEN

En la porción oriental de Cuba se localizan, en el límite K/T, facies terrígenas y carbonatadas acumuladas en aguas profundas de cuencas a cuevas y de antepaís, caracterizadas por la presencia de macrobrechas de calizas, flysch arcilloso-arenoso vulcanomíctico, flysch serpentínoclastico y olistostromas con alto componente ofiolítico. En estas secuencias se reporta la presencia de cuarzo de choque y esferulitas que se relacionan con el impacto meteorítico en el límite K/ T.

Algunas de estas facies presentes en las formaciones Mícara y Jíquima de Cuba Oriental se correlacionan con las de la Formación Beloc en Haití y las formaciones Peñalver y Amaro, en Cuba central y occidental, donde se ha verificado la presencia de una alta anomalía de iridio, vidrio de impacto, así como turbiditas y megabrechas relacionadas con tsunamis producidos a causa del impacto meteórico en Chicxulub.

Durante el Maestrichtiano, La Española, (isla de Santo Domingo),y la Península de Yucatán,(México), se encontraban inmediatamente en un entorno cercano de Cuba Oriental por lo que la Formación Beloc y las formaciones Mícara y Jíquima y otras equivalentes se acumularon en condiciones paleogeográficas y medioambientales similares y estrechamente relacionadas. Las facies de olistostromas, megaturbiditas terrígenas, y de macrobrechas de calizas del límite K/T en Cuba Oriental posiblemente se acumularon a causa de tsunamis formados por el impacto de un gran meteorito en Yucatán que dio origen al cráter de Chicxulub.

## **El impacto del meteorito de Chicxulub en Yucatán y su influencia en el Caribe noroccidental.**

El paso de la era Mesozoica a la era Cenozoica, (límite K /T), estuvo signado por la extinción masiva de muchas especies de animales y plantas en un breve intervalo de tiempo relacionados con un colapso del ecosistema a nivel global. (Carreño y Montellano, 1997), señalan que desde los inicios de la geología se mantiene en cierta medida la controversia entre los teorías catastrofistas y los evolucionistas mantenidas por Hutton ,Cuvier, Lyell, Darwin y otros.

Gracias al desarrollo científico experimentado desde mediados del siglo XIX y el siglo XX han ido predominando concepciones dialécticas acerca de las transformaciones experimentadas por la tierra en el decursar del tiempo, donde la evolución y las catástrofes, se conciben como componentes del proceso de desarrollo. (Carreño y Montellano, 1977).

Desde hace mucho tiempo se ha discutido cual pudo ser la causa del colapso del ecosistema global al cierre del Cretácico. Una posible explicación está relacionada con los probables efectos producidos en la biosfera a causa del impacto de un gran meteorito.

En la península de Yucatán ha sido localizado el cráter de Chicxulub, de grandes dimensiones, que está sepultado entre 300 a 1100 metros debajo del nivel actual del terreno. El centro de esta estructura está cercano al puerto de Chicxulub a unos kilómetros al este de Puerto Progreso en Yucatán, (Urrutia, Alva y Espíndola, 1977).

Las investigaciones realizadas sobre la estructura han permitido estimar la edad del impacto, la geometría y características del cráter, así como las relaciones con depósitos del Cretácico – Terciario en las regiones adyacentes al Golfo de México y el mar Caribe. Por otro lado se realizaron diversos estudios sobre las características del impacto en diferentes escenarios (marinos y terrestres), y sobre los posibles efectos ambientales y sus implicaciones con la extinción de organismos, (Toon et al, 1982, Melosh, 1982, Cedillo y Grajales1997, Cedillo ,Grajales et al ,2001, King y Petruny 2001).

Un impacto en el mar daría lugar a la generación de tsunamis en las regiones costeras adyacentes, (Melosh , 1982, McKinnon, 1982.) Hacia los mares más profundos los efectos de

los tsunamis estarían marcados por la acumulación de sedimentos flyschoides y olistostromas, estructuras de deslizamientos submarinos, así como la presencia en los sedimentos con altas concentraciones de iridio en las capas sedimentarias del límite K / T, discordancias intraformacionales y una disminución brusca de las variedades fosilíferas, así como la presencia de cuarzo con propiedades adquiridas por efectos de impacto y plagioclasas con estructura de malla.

El límite K /T en Cuba

En Cuba las formaciones del límite K/ T se caracterizan por la presencia de megaturbiditas, (Formación Peñalver, Amaro y otras en la parte central y occidental de Cuba y Mícara, La Picota, Yaguajay y Jíquima en la parte oriental del país), y frecuentes olistostromas, (Pszczolkowski, 1986, Cobiella, 1998) .En la parte oriental de Cuba se propagan varias formaciones terrígenas olistostrómicas y flyschoides del Cretácico Campaniano – Maastrichtiano

Tabla 1. Formaciones localizadas en el límite K/T en Cuba Oriental y Haití

Periodo	Edad	Cuba Oriental		Haití
Paleógeno	Daniano	Flysch y Olistostromas	Flysch y Megabrechas	Flysch
		Fm. Gran Tierra Fm. Mícara	Fm. Embarcadero	Fm. Beloc
Cretácico	Maastrichtiano	Fm. Mícara-Fm La Picota Fm. La Jíquima –Fm. Yaguajay	Fm. Gibara	Fm. Beloc

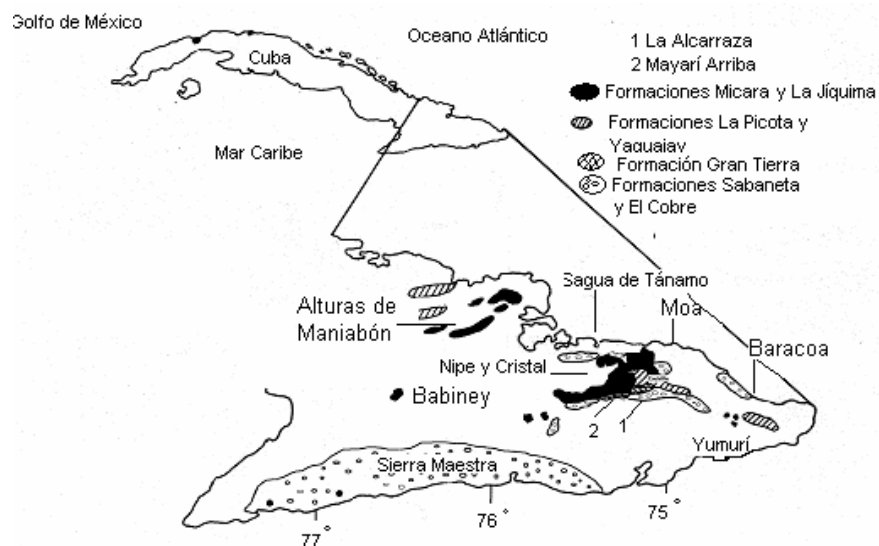


Figura1 Zonas de afloramientos de las formaciones relacionadas con el límite K/T

Las características estratigráficas del corte del límite K /T en la parte oriental de Cuba son similares a las secuencias formadas por fuertes corrientes, de dirección muy variable, producida a causa de tsunamis en mares de aguas profundas, lo que puede relacionarse con el efecto del impacto meteorítico de Chicxulub.

#### Estratigrafía del corte K/ T en Cuba Oriental.

En Cuba Oriental se localizan secuencias terrígenas y carbonatadas en el límite K/T acumuladas en la Paleoplataforma de Bahamas en cuencas a cuestas y cuenca de antepaís, (Iturralde, 1995).

En el Maestrichtiano, Cuba Oriental y La Española constituían parte de una microplaca que a partir del Eoceno Medio fue desmembrada producto del desarrollo de la Fosa de Bartlett (Quintas, 1994).

Durante el Maestrichtiano Superior en la microplaca Cuba Oriental –La Española existió un mar profundo que ocupaba las cuencas a cuestas y de antepaís, en donde se acumularon secuencias terrígenas, flyschoides y olistostrómicas y en menor medida carbonatadas, mientras que simultáneamente en el borde de la Paleoplataforma de Bahamas se depositaron calciruditas brechosas, (Iturralde, 1995). (Figura 2)

El corte típico de la Formación Mícara en las paleocuenas de antepaís se caracteriza por la presencia de flysch serpentínoclastico y frecuentes olistostromas compuestos esencialmente por clastos de serpentinitas, gabros, diabasas y bloques de areniscas vulcanomicticas arcillosas. Las facies de la Formación Mícara se interdigitan con las de la Formación La Picota, (esencialmente olistostrómicas), que tienen un alto componente de clastos derivados de las ofiolitas. De igual forma sucede entre las formaciones La Jíquima y Yaguajay al Nordeste de la ciudad de Holguín.

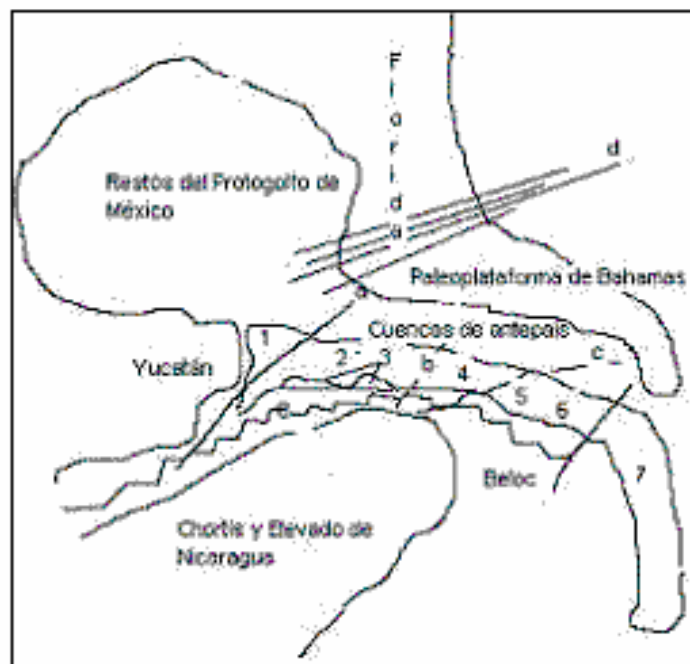


Figura 2 Paleogeografía del Caribe en el Maestrichtiano - Paleoceno. Terrenos: 1.Pinar del Río 2. Pinar del Río-Habana-Matanzas 3.Cuba centro occidental 4.Bloques continentales al sur de Cuba 5. Camagüey-Las Tunas 6.Cuba Oriental -La Española - Puerto Rico 7. Cresta de Aves 8. Protocuenca de Yucatán Fallas: a. Pinar b. La Trocha c. Cauto- Nipe d. fallas del Estrecho de La Florida

En la carretera entre Sagua de Tánamo y la Alcarraza, (figura 1), se pueden observar numerosos afloramientos de la Formación Mícara con frecuentes macro estructuras de deslizamientos, discordancias intraformacionales y estratificación convoluta en las capas, lo que evidencia una sedimentación rápida a partir de la masa detrítica transportada por corrientes o de masa de detritos y lodos deslizadas por el fondo. Estas secuencias son similares a las depositadas por efecto de grandes tsunamis en zonas profundas de las cuencas marinas.

En la localidad de Beloc en Haití se ha encontrado uno de los depósitos más importantes de vidrio de impacto en el límite del K/T. Esta localidad se encontraba a unos 800 kilómetros de Yucatán en el K/T y formaba parte de una cuenca marina profunda inmediata de la cuenca a cuesta donde se depositaron las formaciones Mícara, La Jíquima, La Picota y Yaguajay en Cuba Oriental, (Quintas et al, 1994, Maurrase, 1995. (Figura 2)

La sedimentación ocurrió en un ambiente marino batial o abisal en donde se acumularon 150 metros de calizas con intercalaciones de flysch terrígeno vulcanomictico que constituyen la Formación Beloc.

Las facies terrígenas y flyschoides acumuladas en las cuencas a cuevas en Cuba Oriental, (formaciones Mícara y La Jíquima), están compuestas por areniscas, aleurolitas, y conglomerados vulcanomicticos de edad Maestrichtiano al Paleoceno Inferior. Esta secuencia se hace mas arcillosa hacia el límite entre las formaciones Mícara y Gran Tierra (límite K /T), (figura 3).

Las areniscas y gravelitas contienen clastos de calizas, y granos de plagioclasas, cuarzo, calcedonia calcita y minerales ferromagnesianos además de fragmentos de lavas, clastos de rocas intrusivas y clastos de tobas. Las rocas mas terrígenas se localizan en la parte baja y media del corte ,hasta el límite K/ T , con un escaso contenido de foraminíferos planctónicos y bentónicos que evidencia un cambio radical del paleoambiente que dio lugar a las extinciones de gran parte de la biota planctónica. En el Paleoceno Inferior aumenta ,de modo gradual, el contenido de arcillas y carbonato de calcio siendo muy abundante el contenido fosilífero, (Fernández et al, 1991) .En la localidad de Alcarraza al este de la provincia de Holguín se localizó el límite K/ T en la zona de contacto gradual entre las formaciones Mícara y Gran Tierra (Figura 3).



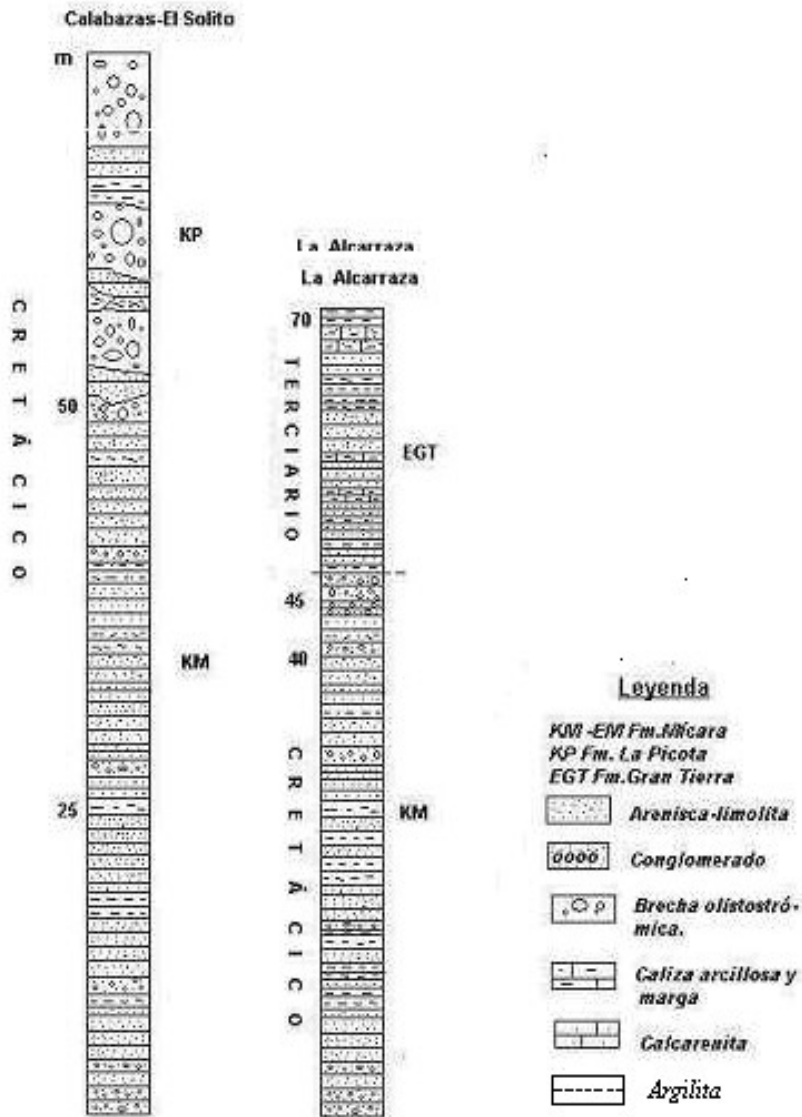


Figura 3 Localidades en la parte oriental de Cuba donde se ha localizado el límite K/ T o la parte superior del Maestrichtiano

La secuencia del Maestrichtiano Superior comienza en la base por conglomerados finos, areniscas y limolitas, compuestas por clastos angulosos de cuarzo, clastos de vulcanitas básicas y clastos de tobas de igual composición. La secuencia es típicamente turbidítica presentando ritmos finos de hasta 40 milímetros de espesor aumentando la matriz arcillosa y el cemento calcáreo hacia la parte alta del corte, (Paleoceno Inferior), donde incluso aparecen capas de brechas - conglomerados calcáreos con abundante material terrígeno vulcanomictico. El estudio de la microfauna de foraminíferos permitió reconocer para el tope del Maestrichtiano la Biozona de Rango *Racemiguembelina fructicosa* referida por Luterbacher H, Premoli Silva y Gamper M. (Tabla 2)

## Bioestratigrafía del límite K /T en Cuba Oriental.

El contacto Mastrichtiano - Daniano fue reportado en un corte de la carretera de Sagua de Tánamo a Guantánamo en la localidad de La Alcarraza, (figura 1). En esta localidad fue reconocida la Biozona *Racemiguembelina fructicosa* anteriormente citada y la zona de *Globigerina eugubina*, (tabla 2). La biozona esta caracterizada por la desaparición de *R. fructicosa* presentando además *Globigerina fringa*, *Globorotalia inconstans*, *Guembelitra cretacea* y un amplio grupo de globigerinas muy pequeñas. Las especies mas frecuentes de foraminíferos bentónicos son: *Valvulineria allomorphinoides*, *Dorothia oxycona*, *D. indentata*, *Karriella subglobosa*, *Gyroidina girardana*, *Nodosaria sp.*, *Cibicides sp.*, *Textularia sp.*, *Pseudoparellia sp.*, *Anomalina sp.*

En esta biozona concurren *Guembelitra cretacea*, *Globotruncana havanensis*, *G. Petaloidea*, *Rosita contusa*, *Globotruncana conica*, *Pseudotextularia varians*, *Globotruncana spp.*, *Rugoglobigerina spp.*, *Heterohelicidae* y *Archeoglobigerina sp.* Es probable la correlación de esta biozona con la de *Abathomphalus mayaroensis*.

Los radiolarios son escasos reportándose *Lithomespilus mendosa*, *Spongodiscus sp.*, *Dyctiomitra multicostata*, *Foremanina sp.*, *Porodiscus sp.*, *Stichocapsa sp.* y *Lithochytris sp.* Los ostrácodos predominantes son formas bentónicas del ambiente batial localizados en la Formación Mícará; *Bairda aff. cassida*, *Cytherella aff. furrazolai*, *Cytherella Sp.*, *Krithe sp.* En las formaciones cubanas asociadas al límite K/ T se ha comprobado la ocurrencia de extinciones masivas y la presencia de una mezcla de fósiles con abundante redepositación como sucede en la Formación Peñalver donde conjuntamente con *Globotruncana calcarata* y *Abathomphalus mayaroensis* ,y otros fósiles del Campaniano y Mastrichtiano, se reporta la ocurrencia de *Marginotruncana Spp.*, *Bilicynella higginsis* y *Rotalipora sp.*, de edades que están en un intervalo desde el Albiano hasta el Santoniano, (García et al, 2001).

La transición gradual del límite Cretácico - Terciario en algunas regiones de Cuba especialmente en la Formación Mícará presenta características comparables con la Formación Méndez en México y la Formación Beloc en Haití, (Maurrase, 1995). La escasa población y la extinción masiva de la biota planctónica caracterizan a la sección del Mastrichtiano Superior y se relaciona con la ocurrencia de un evento catastrófico que dio lugar a un colapso del ecosistema marino.

## Características sedimentológicas de las secuencias del límite K /T

Las manifestaciones de impacto en el límite K/T están representados en una capa de arcilla de 1 a 2.6 centímetros de espesor en afloramientos lejanos de la zona de impacto en Europa, o bien por una capa de areniscas o brechas de 1 a 38 metros en afloramientos de América, (Alvarez, 1980 , Montanari et al, 1994). En algunas de la secuencias del K/T estudiadas en la región nordeste de México y en Texas, el límite se caracteriza por depósitos clásticos de tipo turbidíticos. La variación del espesor de los depósitos está en función de la distancia hasta Yucatán donde ocurrió el impacto del meteorito de Chicxulub y se generaron los tsunamis. El mayor espesor y las facies más gruesas se localizan en Yucatán y zonas cercanas mientras que hacia las zonas muy alejadas las facies son de granulometría mas fina y de menor espesor, (Bourgeo, et a, 1988, Smit et al, 1992, Urrutia , et al, 1997).

El límite K/T coincide con una disminución rápida del contenido de carbonatos, la desaparición repentina de un gran número de especies planctónicas y la presencia de anomalía de iridio, (Rocchia, 1996).

Estas características en general tienen su origen en que el impacto se produjo en aguas poco profundas al borde de océano por lo tanto engendró con seguridad una gigantesca ola, (tsunami), o varias, cuyos testimonios se encuentran en las secuencias sedimentarias localizadas en el límite K/ T. En la Sonda de Campeche y sureste de México fue descrita una secuencia compuesta de depósitos sedimentarios gradados formados de la base al techo por megabrechas calcáreas, brechas de grano fino, y areniscas y argilitas con fósiles bentónicos. Esta secuencia descansa discordantemente sobre calizas lodosas muy fosilíferas conteniendo *Trinitella scoth*, *Racemiguembelina fructicosa* y *Contusotruncana contusa* que sugieren una edad Maestrichtiano Medio a Tardío, Grajales et al 2001. Este conjunto está sobreyacido por margas donde fue reconocida la Biozona *Guembelitrea cretacea* del Daniano Temprano.

Tabla 2 Biozonas de foraminíferos planctónicos en Cuba Oriental y su correlación

Sistema	Serie	Piso	Italia Luterbacher y Premoli-Silva, 1964	Stainforth et al ,1975	México Gamper, 1977	Cuba Oriental Fernández ,Quintas, Arango y Cobiella 1989
Paleógeno	Paleoceno	Daniano	<i>Globigerina daubjergensis</i>  <i>Globigerina eugubina</i>	<i>Globorotalia trinidadensis</i>  <i>Globorotalia pseudobulloides</i>  <i>Globigerina eugubina</i>	<i>Globorotalia trinidadensis</i>  <i>Globigerina daubjergensis</i>  <i>Globigerina eugubina</i>	<i>Globorotalia trinidadensis</i>  <i>Globorotalia pseudobulloides</i> <i>Globorotalia compressa</i> <i>Globigerina eugubina</i>
Cretácico	Superior	Maeatrichiano	<i>Abathomphalus mayaroensis</i>	<i>Abathomphalus mayaroensis</i>	<i>Globigerinas pequeñas</i> <i>Abathomphalus mayaroensis</i>	<i>Racemiguembelina fructicosa</i>  ↓                      ↓

Estos depósitos también han sido descritos en Belice y Quintana Roo (México) donde son frecuentes capas de esferulitas y bentonita además de brechas de calizas. En estas secuencias se reporta la presencia de cuarzo y plagioclasa de choque, fragmentos de esferulitas, lapilli acrecionario y anomalías de iridio con características similares a las reportadas en las formaciones Peñalver, Amaro y otras de Cuba centro-occidental, Iturralde 1995. En Haití y desde Alabama a Guatemala, es decir en un arco de 300 kilómetros, las secuencias del límite K /T están constituidas por arenas gruesas de 2-3 metros de espesor. La morfología de estos depósitos arenosos indican que se depositaron rápidamente, (en algunos días), bajo la influencia de corrientes submarinas muy potentes que cambiaban varias veces de dirección. Una vez que pasaron las corrientes el medio retornó a su situación normal y los sedimentos arenosos fueron reemplazados progresivamente por niveles más finos de arcillas (Caléis, 1996).

Las megaturbiditas del margen continental de la parte centro occidental de Cuba están posiblemente asociados a un evento catastrófico cercano, (Pszczolkowski, 1986). Este criterio también es expuesto por (Cobiella, 1998), donde asocia el evento catastrófico con el impacto que originó el cráter de Chicxulub. En (García et al, 2001), brindan argumentos importantes para soportar esta hipótesis referidas al hecho que en Cuba occidental y central reportan, en diferentes cortes del límite K / T, la presencia de cuarzo choqueado, esférulas y anomalías de iridio, en las formaciones Peñalver, y Amaro correlacionables con las formaciones Mícara y La Jiquima de Cuba Oriental y acumuladas en un mismo entorno paleogeográfico y paleoambiental.

## Conclusiones

- Las secuencias de las formaciones localizadas en el límite K/T de Cuba Oriental presentan características estratigráficas semejantes a las descritas para los depósitos de tsunamis.
- El impacto meteorítico que origino el cráter de Chicxulub está relacionado con la posible ocurrencia de depósitos de tsunami en Cuba Oriental y La Española.
- El contenido fosilífero del límite K/ T en diversas formaciones cubanas revela la ocurrencia de frecuentes y bruscos cambios del ecosistema marino asociados a un evento catastrófico

## Referencias bibliográficas

- ÁLVAREZ,L.;ÁLVAREZ,W.;ASARO,F.;MICHEL ,H. 1980 Extensional cause for the Cretaceous-Tertiary structure. *Science*. 208 : 1095-1108
- BOUGEOIS,J.; HANSEN,T.; WIBERG,P.; KAUFFMAN,E. 1988.Tsunami deposit at the Cretaceous-Tertiary boundary in Texas. *Science*. 241: 567-570
- CARREÑO, A.; MONTELLANO, M.1997. Extinción masiva del límite Cretácico- Terciario: mitos y realidades.: Unión Geofísica Mexicana. 137-147 [Monografía No 4]
- CEDILLO,E.; GRAJALES,J.1997. Las rocas del impacto del cráter de Chicxulub y el límite Cretácico-Terciario en México y áreas vecina de América del Norte y el Caribe: Unión Geofísica Mexicana. 147-164 [Monografía No 4]
- CLAEYS,P. 1996 Chicxulub : el cráter ideal. *Mundo científico* Índice anual. 16: 148-150
- COBIELLA, J. 1998. Jurassic and Cretaceous geological history of Cuba. *International Geology Review*. 42: 594-616
- DÍAZ , C.; ITURRALDE , M.; GARCÍA ,D. 2001 Evidencias del coctel paleontológico del límite Cretácico – Terciario en Cuba Occidental. En: *IV Congreso Cubano de Geología*, La Habana, Memoria de resúmenes ampliados.1:125-128
- FERNÁNDEZ,G.; QUINTAS,F.; SÁNCHEZ J., COBIELLA, J. 1991. El límite Cretácico –Terciario en Cuba. *Geología y Minería*. Número Especial.: 74-84
- GAMPER, M. 1977. Acerca del límite Cretácico-Terciario en México. *Revista del Instituto de Geología*. Universidad Autónoma de México. 1:23
- GRAJALES,J.;CEDILLO,E.;MURILLO,G.;ARENILLAS,I.;ARZ,J.;ROSALES,C.;MORÀN,D.;CLAEYS,P.;ÁLVAREZ, W. 2001 El evento Chicxulub del límite K/T: su impacto en la sedimentación de la plataforma de Yucatán y Sonda de Campeche, sureste de México. En: *IV Congreso Cubano de Geología*, La Habana, Memoria de resúmenes ampliados.1:30-35
- KING, D.; PETRUNY, L. 2001 .Stratigraphy and sedimentology of Cretaceous-Tertiary boundary breccia deposits in Belize, Central América. En: *IV Congreso Cubano de Geología*, La Habana, Memoria de resúmenes ampliados.1:75-81

- MAURRASE, F. 1995 Impact tsunamis and the Haitian Cretaceous- Tertiary layers. *Science*. 252: 1690-1693
- LUTERBACHER, H; PREMOLI SILVA, I.1966 Bioestratigrafía del límite Cretácico-Terciario Nele Apennino central. *Revista Italiana de paleontología*.20:1183
- MC KINNON; W. B. 1982. Impact into the Earth's ocean floor, preliminary experiments, planetary model and possibilities for detection. *Geological Society of America .Special Paper* 190:129-142
- MELOSH, H.1982. The mechanism of large meteoric impacts into the Earth's oceans. *Geological Society of America. Special Paper* 190:121-127
- MONTANARI, A.; CLAYS, P.; ASARO, F.; BERMÚDEZ, J.; SMIT, J..1994 Preliminary stratigraphy and iridium and other geochemical anomalies across the K/T boundary in the Bochil section (Chiapas south eastern Mexico).In New development regarding the K/T event and other catastrophes in Earth history. *LPI Contribution No 285. Lunar and Planetary Institute* Houston. Texas. 84-85
- PSCZOLKOWSKI, A. 1986. Megacapas del Maestrichtiano de Cuba occidental y central. *Bulletin of Polish Academy Science. Earth Science* 34(1): 81-87
- QUINTAS, F.; CAMPOS M., HERNÁNDEZ, M.1994 Asociaciones Estructuro - Formacionales del Mesozoico en Cuba Oriental y La Española. *Geología y Minería* . 11: 3-8
- ROCCHIA, R. 1996. Nacimiento de una teoría. *Mundo científico Índice analítico*. España Vol. 16 :141-143
- SMIT, J.; MONTANARIA.; SWINBURNE, N. ALVAREZ, W.; HILDEBRAND, A.; MARGOLIS, S.; CLAYS, P.; LOWRIE, W.; ASARO, F.1992. Tektite bearing deep water clastic unit at the Cretaceous-tertiary boundary in Northeast Mexico. *Geology*. 21 :190-191
- TOON, O.; POLLACK, J.; ACKERMAN, T.; TURCO, R.; MCKAY, C.; LIU, M.1982. Evolution of an impact-generated dust cloud and its effects on the atmosphere. *Geological Society of America Bulletin. Special paper* 190:187-200
- URRUTIA, J.; ALVA, L.; ESPÍNDOLA, J.1997.Límite Cretácico-Terciario y el cráter de Chicxulub.: Unión Geofísica Mexicana: 137-146 [Monografía No4]



## **LOS OSTRÁCODOS EN LA FRONTERA DEL CRETÁCICO-TERCIARIO**

Ana Luisa Carreño

Instituto de Geología, UNAM.

Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510D.F., México.

[anacar@sevidor.unam.mx](mailto:anacar@sevidor.unam.mx)

### RESUMEN

El registro fósil de los ostrácodos durante el Mesozoico indica que, hacia finales del Maastrichtiano, éstos se encontraban en plena diversificación ocupando prácticamente todos los ambientes acuáticos. También muestra que los niveles de extinción más altos preceden de las fronteras cronoestratigráficas, las cuales son seguidas de niveles de apariciones altos. Aunque muchas crisis extincionales son fácilmente correlacionables con eventos uniformitarianistas, no es posible explicar los niveles altos de extinción ocurridos a finales del Cretácico, exclusivamente aduciendo un único evento de este tipo, por lo que se asumen causas múltiples y coincidentes de corto plazo.

## INTRODUCCIÓN

Cuando el registro fósil muestra un cambio de “suerte” de las comunidades animales se aduce que las causas que dieron origen a estos cambios debieron ser dramáticas y repentinas. Sin embargo, cuando se analiza el mismo registro bajo ópticas diferentes, pareciera que las floras y faunas han venido sufriendo cambios paulatinos, que bien pudieran tener como causa procesos intrínsecos de cada grupo.

De estos cambios de suerte, experimentados por las plantas y animales en épocas diferentes, el que ha despertado la fascinación popular es el ocurrido en la frontera del Mesozoico y Cenozoico, donde la desaparición aparentemente repentina de entre el 50 y 90% de la diversidad de las especies está espectacularmente evidenciada por la supuesta extinción instantánea y global de los dinosaurios.

¿Qué evidencia aporta la paleontología, específicamente la micropaleontología, para refutar o confirmar que el o los efectos ocasionados por la caída de un enorme bólido, cuya cicatriz o cráter de Chicxulub se encuentra en Yucatán, fueron de orden global y la causal directa de extinción masiva?

Antes de abordar este punto, hay que señalar que la evidencia paleontológica se encuentra sesgada por la naturaleza incompleta del registro fósil. Aun cuando el depósito de las secuencias del Cretácico-Terciario sean continuas y de espesor considerable, no es frecuente el hallazgo de microfósiles y, por tanto, la fuente mayor de información proviene de los microfósiles. Ésta, aunque importante, no deja de ser sólo un punto de vista parcial de la historia. Además, la información derivada de la microbiota planctónica y bentónica fósil, a su vez también se encuentra limitada.

Las secuencias Maastrichtiano-Daniano más completas que contienen microfósiles calcáreos (ostrácodos, coccolitofóridos o foraminíferos) carecen de los grupos silíceos (radiolarios, diatomeas, silicoflagelados) e incluso de otros microfósiles importantes como los dinoflagelados. Otro factor importante en la interpretación de la historia geológica es la ausencia de marcadores zonales debido a la situación paleogeográfica y/o paleoambiental que ocupa en ese momento la secuencia en cuestión

Estas limitaciones no permiten establecer los parámetros diagnósticos necesarios para resolver el problema central de las extinciones masivas: el isocronismo y el heterocronismo de los cambios en floras y faunas, las causas, la extensión geográfica que abarcó y la intensidad y modalidad de los efectos.

En algunos de los capítulos de esta monografía (Extinción masiva del límite Cretácico-Terciario, mitos y realidades), se pone de manifiesto que la extinción ocurrida en el lapso comprendida entre el final de Cretácico y principios del Terciario fue selectiva en el medio marino, ya que los organismos bentónicos virtualmente no fueron afectados, mientras que en los planctónicos, la extinción fue dramática aunque no repentina y en ningún caso isocrónica. De acuerdo con (Thierstein, 1981), la extinción genérica para los foraminíferos planctónicos fue de 92% para los radiolarios del 85% para los coccolitofóridos del 73%, para las diatomeas del 23%, mientras que los dinoflagelados se reducen a 120 especies en el Cretácico Superior a más o menos unas 20 durante el Paleoceno (Lipps,1970). Sin embargo, en este caso, el cambio más sustancial ocurre en la cima del Daniano. Los silicoflagelados, que aparecen por vez primera en el cretácico, fueron reducidas de unas 30 especies a unas 10 en el Paleoceno, en contraste con otros grupos como los ebridineos o las diatomeas bentónicas, que aparecen por vez primera en el Paleoceno.

En el caso de los microorganismos bentónicos, los foraminíferos pasaron la frontera cretácica-terciaria prácticamente sin sufrir pérdidas, mientras que en el Terciario inferior los ostrácodos no lucen muy diferentes de aquellos del Cretácico Superior, extinguiéndose un número relativamente reducido de géneros (Van Markhoven, 1962).

Debido a la utilización de los grupos de microfósiles planctónicos como marcadores bioestratigráficos, muchos de los microorganismos bentónicos no han sido extensamente estudiados y, por tanto, se tiene una visión muy general de lo que ocurrió con ellos durante el Maastrichtiano-Daniano. Éste es el caso de los ostrácodos.

## LOS OSTRÁCODOS Y EL REGISTRO FÓSIL

Los ostrácodos (Figura 1) son artrópodos, del grupo de los crustáceos. Su cuerpo, de apenas algunos milímetros, se encuentra encerrado en un caparazón formado por dos valvas constituidas por un 80 a 90% de carbonato de calcio, 2 a 15% de materia orgánica y la presencia de numerosos elementos menores, como el potasio, magnesio, sílice, aluminio, estroncio y berilio que asegura su fosilización.

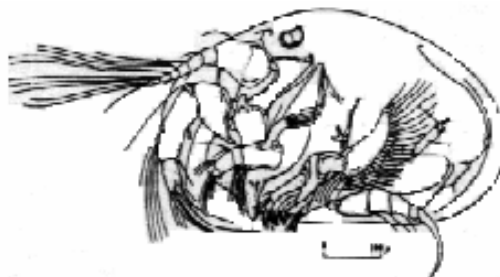


Figura 1 .*Cypridopsis vidua* (Müller). Vista lateral de un ostrácodo en su caparazón (valva izquierda removida) mostrando la posición de sus apéndices. (Tomado de van Morkhoven, 1962)

Contrariamente a los moluscos lamelibranquios, donde el proceso de crecimiento es continuo, en los ostrácodos es discontinuo. A medida que crece, el organismo, efectúa mudas perdiendo su caparazón y secretando rápidamente otro nuevo, más grande y sensiblemente diferente. Este caparazón se construye a partir de células epidérmicas y representa un abrigo perfectamente ajustado a las partes suaves del animal. Estos organismos tienen una distribución mundial desde el Cámbrico hasta el Holoceno, con géneros que han evolucionado rápidamente, lo que les proporciona un corto período de vida geológica, mientras que otros, incluso vivientes, tuvieron su origen en el Paleozoico Tardío.

Estos microcrustáceos habitan en ambientes marinos desde profundidades abisales hasta la zona litoral e incluso en ambientes salobres e hipersalinos. También son abundantes en cuerpos de agua dulce, limpios o estancados, así como en arroyos de flujo rápido o en aguas termales. Algunas especies son parásitas e incluso terrestres. Tienen mecanismos muy eficientes de dispersión y una tasa de fecundidad alta.

Todas estas características permiten considerar los ostrácodos clave para conocer si la crisis del Cretácico-Terciario, como se argumenta, fue de orden global y cómo es que actuó en un grupo tan diverso.

Infortunadamente, la mayoría de las investigaciones tendientes a conocer la evolución de los ostrácodos a través del tiempo involucran,, predominantemente, cambios en las faunas de la escala local, más que regional o global.

Con este tipo de estudios es virtualmente imposible distinguir en detalle la influencia de factores bióticos o abióticos en los patrones de evolución tan diversos que exhiben los ostrácodos.

A pesar de ello, se considera que los factores bióticos, causados por la interacción de la evolución de linajes de ostrácodos y de otros organismos, debió haber ejercido una influencia en mucho de los cambios en la morfología de su caparazón a través del Mesozoico.

Sin embargo, estos factores produjeron efectos en una naturaleza más gradualista y, por tanto, más difícil de detectar que los efectos más abruptos o puntualistas asociados con cambios ambientales globales.

## EL REGISTRO FÓSIL DE LOS OSTRÁCODOS

Actualmente los ostrácodos son clasificados en los órdenes siguientes (Tabla 1): Archaecopida (Cámbrico-¿Ordovícico Temprano) Peperditicopida (Ordovícico-Devónico), Paleocopida (Paleozoico), Podocopida (Cámbrico –Holoceno), Myodocopida (Ordovícico-Holoceno), Cladocopida (¿ Devónico, Misissípico-Holoceno).

Tabla 1. Subórdenes y Superfamilias principales dentro de los órdenes de ostrácodos que cruzan el Paleozoico

Orden		Alcance estratigráfico	Ambiente
Orden	Podocopida		
Suborden	Podocopina		
Superfamilia	Bairdiacea	Ordovícico Inferior-Paleoceno	Marinos
Superfamilia	Cypridacea	¿Silúrico? –Pérmico, Triásico-Holoceno	Dulceacuícolas y marinos
Superfamilia	Darwinulacea	¿Ordovícico?, Carbonífero Superior Pensilvánico-Holoceno	Dulceacuícolas o salobres
Superfamilia	Cytheracea	Ordovícico Medio-Holoceno	Marinos
Suborden	Metacopina		
Superfamilia	Healdiacea	Devónico-Cretácico Inferior	Marinos
Suborden	Platycopina		
Superfamilia	Cytherellidacea	Jurásico-Holoceno	Marinos
Orden	Myodocopida		
Suborden	Myodocopina		
Superfamilia	Thaumatocypridacea	Jurásico Medio-Holoceno	
Superfamilia	Cypridinacea	Silúrico-Holoceno	
Orden	Cladocopida		
Suborden	Cladocopina	¿Devónico?, Misissípico-Holoceno	marino

El registro más antiguo de este grupo ocurre en el Cámbrico temprano y, ya para el Ordovícico, habían aparecido todos los órdenes que existen en la actualidad. Hacia el Silúrico y Devoniano las faunas, las faunas si bien son muy diversas, también es cierto que muchos de los grupos que hasta ese entonces habían dominado – Archaecopida, Leperditicopida y Palaecopida empiezan a declinar y se extinguen a finales del Paleozoico. Mientras tanto, los Podocopida y Myodocopida sólo continúan, sino que tienen una radiación importante durante el Mesozoico.

Después de la declinación y extinción de una gran porción del los ostrácodos al cierre del Paleozoico, muchos de los sobrevivientes, particularmente los Paleocopida y el suborden de los Metacopina, desaparecen virtualmente durante el Triásico. Al mismo tiempo, se originan muchas familias, algunas típicamente mesozoicas y otras que sobreviven hasta el Holoceno.

#### ¿CUÁL ES EL PANORAMA DE LA DIVERSIDAD DE LOS OSTRÁCODOS DURANTE EL MESOZOICO?

(Whatley, 1986, 1988), trabajando con una base de datos de 739 géneros y 6,797 especies, demostró que es posible correlacionar, sin que exista necesariamente una relación causa-efecto, la diversidad, así como los máximos y mínimos de extinciones y apariciones durante los 183 Ma que duró el Mesozoico, con los cambios globales mayores ( Figuras 2 y 3).

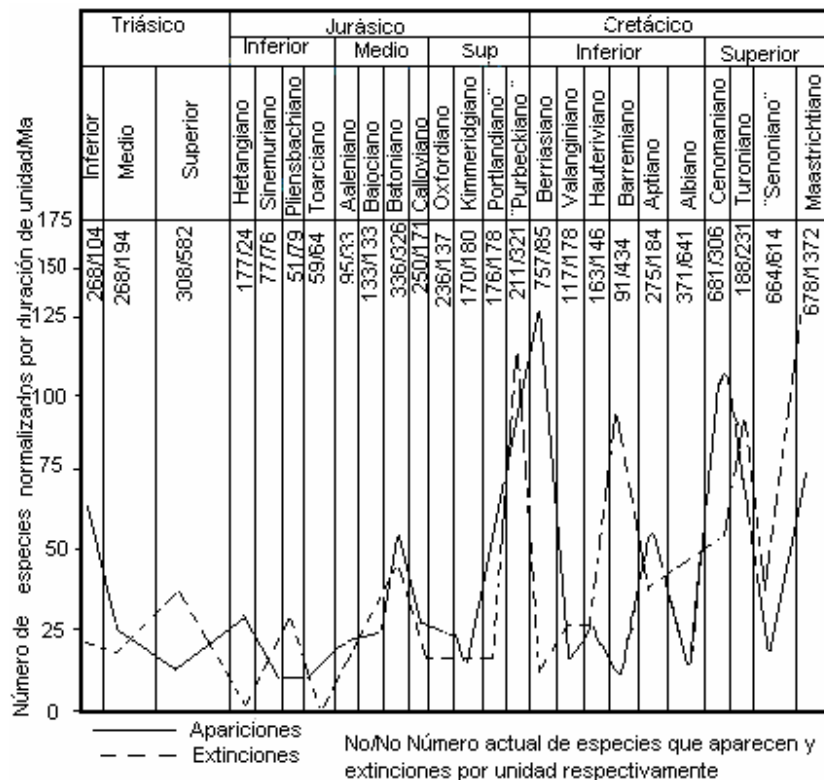


Figura 2. Apariciones y extinciones de especies a través del Mesozoico. Los datos que generan el gráfico están normalizados de acuerdo a la duración de cada unidad. El número actual de especies que aparece y desaparece en cada unidad está señalado en los picos de la gráfica (Tomado de Whatley, 1990)

En términos de diversidad exclusivamente, los ostrácodos observan una considerable fluctuación durante el Mesozoico, evidenciándose una crisis en la frontera Triásico-Jurásico, la cual coincide, por otra parte, con la reducción más drástica experimentada por los amonoides. Por el contrario, en el Triásico y el Cretácico, los ostrácodos exhiben una diversidad alta, teniendo un óptimo en el Maastrichtiano, donde llega a ser hasta 10.5 más alta que en el Toarciense (Jurásico Inferior).

De los grupos que comenzaron a declinar al iniciarse el Mesozoico, los Metacopina, que habían virtualmente desaparecido, se recobran rápidamente durante el Liásico Inferior, mientras el restablecimiento de los Cytheracea y Bairdiacea ocurre hasta el Jurásico Medio y Cretácico Superior, respectivamente.



Como consecuencia en el incremento en el número de especies de Ictéridos, debido a su radiación adaptativa y a la aparición de nuevas familias y géneros, los ostrácodos experimentan una explosión en el Jurásico Medio. Esta diversidad alta se mantiene particularmente para los Cytheracea y, con excepción de algunas de las nuevas formas que se extinguen hacia el Oxfordiano Superior, sobreviven a la intensa actividad transgresiva cuyo punto culminante ocurre durante el Calloviano-Kimmeridgiano.

Hacia el Purbeckiano-Neocomiano, la diversidad se ve todavía incrementada por la proliferación de taxa no marinos en respuesta a los ambientes Wealden (ambientes acuáticos continentales) ampliamente distribuidos. Durante el Aptiano-Maastrichtiano, hay un aumento de especies del grupo de los Cytheracea, Bairdiacea y Platycopina.

De acuerdo con (Whatley 1988,1990), los niveles de extinción alta generalmente preceden las fronteras geológicas mayores, las cuales son seguidas por apariciones relativas absolutamente altas, donde, aunque no puede demostrarse una causa-efecto, parecen correlacionarse con eventos geológicos más o menos globales. Tal es el caso de la reducción del ambiente marino debido a la transgresión liásica la creación y amplia distribución de ambientes acuáticos no marinos en el Neocomiano como producto de una fase regresiva mayor iniciada en el Titoniano tardío la virtual erradicación de los ambientes Walden en la mayor parte del globo (con excepción de China y Mongolia) debida a la trasgresión Aptiana y, finalmente, la trasgresión del Cretácico Superior.

### **¿CUÁL ES EL PATRÓN QUE EXHIBEN LOS OSTRÁCODOS HACÍA EL LÍMITE K/T?**

Una comparación de la evolución, diversidad y composición de los ostrácodos cenozoicos de aguas profundas del Atlántico del Norte y de aguas someras de América del Norte y Europa (Coles ,1990) demostró que de un total de 3,51 especies reconocidas, sólo 12 especies han sido identificadas en el Cretácico, sin embargo, más de un tercio de los géneros cenozoicos están presentes en el Mesozoico, la mayoría en el Cretácico Superior, incrementándose la similitud entre las faunas mesozoicas y cenozoicas a medidas que son consideradas categorías taxonómicas superiores. Por tanto, casi todas las familias y superfamilias del Cenozoico se encuentran desde, al menos en Cretácico Tardío. Si bien la diversidad específica y genérica de los ostrácodos en el Paleoceno es mucho menor que hacia finales del Cretácico

(Maastrichtiano), ésta, en cuanto a faunas marinas de aguas someras, es mucho más grande que la de aguas profundas.

De esta forma, muchos de los ostrácodos que habitaban en medio marino somero sufrieron una pérdida de géneros y especies, pero las subfamilias persistieron, mostrando durante el Terciario un desarrollo muy importante.

La fauna de aguas profundas perdió aproximadamente 15% de los géneros (Benson, 1990), mientras que los ostrácodos de agua dulce pasaron por la crisis prácticamente sin ser afectados (Whatley, 1990).

Sin embargo, no todas las extinciones o apariciones pueden ser correlacionadas con transgresiones o regresiones además, ¿es razonable esperar que diferentes causas como trasgresiones, regresiones y deficiencia en oxígeno, entre otros, produzcan los mismos efectos? ¿Qué es lo que hasta el momento aporta el saber cuáles especies o géneros de ostrácodos se extinguieron, cuáles sobrevivieron, cuántas nuevas especies aparecieron?



de reproducción (sexual y partenogénesis) y dispersión que incluye la capacidad de desarrollar huevos resistentes al frío y a la desecación, así como la capacidad para nadar y la adquisición de un caparazón más grueso, ornamentado y resistente que permitió la invasión de nuevos nichos, particularmente el infaunal, en el medio marino y los sistemas dulceacuícolas.

Esta evolución de los ostrácodos tan diversa y en tantos sentidos, parece indicar que para finales del Maastrichtiano, prácticamente todas las subfamilias actuales estaban ya presentes y que la diversidad era no sólo muy alta, sino que era un grupo cuyos mecanismos de dispersión, reproducción y patrones alimentarios les permitía tener una distribución cosmopolita.

Varios autores no tienen dificultad para asociar los eventos extincionales de muchos grupos de ostrácodos con causas geológicas uniformitarianistas (Whatley, 1990 a) e incluso con causas netamente biológicas e intrínsecas del grupo (Whatley, 1990 b).

Sin embargo, es difícil explicar cómo una sola transgresión, como la ocurrida al cierre del Cretácico, aunque ésta haya sido de gran magnitud, pudo ser la única responsable de la desaparición de tantas especies ecológicas, cuando éstas se encontraban en plena diversificación y ocupando nichos tan diversos.

Por tanto, es necesario pensar en una multiplicidad de fenómenos ocurridos en el corto plazo (caída de un asteroide, (Álvarez et al., 1980) lluvia cometaria, extinción masiva del límite Cretácico-Terciario) que junto con eventos geológicos globales (transgresiones, entre otros) y los biológicos- difíciles de detectar en el registro fósil – estuvieron íntimamente involucrados en la muerte masiva de la mayoría de las especies y géneros. Hay que recalcar que, cualesquiera que hayan sido los mecanismos o fenómenos involucrados, la persistencia de la mayoría de las familias y subfamilias e incluso géneros que vivieron durante el Cretácico terminal indica que éstos no afectaron los linajes de ostrácodos y que, una vez superados los primeros efectos, estos organismos no sólo continuaron durante el Cenozoico, sino que volvieron a diversificarse ocupando los habitats previamente conquistado.

## CONCLUSIONES

La práctica de observar a los fósiles exclusivamente como los restos de organismos que vivieron en el pasado y emplearlos exitosamente como armas en bioestratigrafía o como indicadores de facies no ha permitido verlos desde el punto de vista de forma y función .

El caparazón de los ostrácodos en cada una de sus estructuras, sin pretender ser finalista, tiene relación con la forma de vida y muerte del organismo.

Por tanto, las modificaciones estructurales de éstos, su analogía con las formas recientes analizadas a la escala de alta resolución estratigráfica, permitirá relacionar los cambios ocurridos a través del K/T con alteraciones del medio que puedan a su vez asociarse con los efectos predichos para el choque de un asteroide descomunal con la superficie de la Tierra y con otras causas más uniformitarianistas.

## REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ÁLVAREZ, L. W. ÁLVAREZ, W. ASARO, F. AND MICHEL, H. V., 1980, Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction: *Nature*, 308: 718-720.
- BENSON, R. H., 1990, Ostracoda and the discovery of global Cainozoic palaeoceanographical events, in Whatley, R. and Maybury, C., Ostracoda and global events: *British Micropaleontological Society Publication Series*, Chapman and Hall, London: 41-58.
- COLES, G., 1990, A Comparison of the evolution, diversity and composition of the Cenozoic Ostracoda in the water North Atlantic and shallow water environments of North America and Europe, in Whatley, R. and Maybury, C., Ostracoda and global events; *British Micropaleontological Society Publication Series*, Chapman and Hall, London: 71-86.
- KITCHELL, J. A. CLARK, D. L. AND GOMBOS, A.M., 1986, Biological selectivity of extinction: a link between background and mass extinction: *Palaios*, v.1: 504-511.
- LIPPS, J. H., 1970, Plancton Evolution: *Evolution*, v. 24: 1-22.
- MORKHOVEN, F.P.C.M., VAN, 1962 *Post-Paleozoic Ostracoda; their morphology, taxonomy and economic use*: Elsevier Publishing Company, Amsterdam. VI. y II: 204-478.
- POVEDA, A., Asteroides y chubascos cometarios: En CARREÑO, A. L., Y MONTELLANO-BALLESTEROS, M., eds , *Extinción masiva del limite Cretácico-Terciario; mitos y realidades*: Unión Geofísica Mexicana, [Monografía núm.4]
- THIERSTEIN, H. R., 1981, Late Cretaceous nannoplankton and the change at the Cretaceous Tertiary boundary: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, (32): 355-394.
- WHATLEY, R. C., 1986, Biological events in the evolution of Mesozoic Ostracoda: En: WALLISER, O. H., ed., *Lecture Notes in Earth Sciences 8, Global Bio-Events*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 257-265.
- WHATLEY, R. C., 1988, Patterns and rates of evolution among Mesozoic Ostracoda: En: HANAI, T., IKEYA, N. AND ISHIZAKI, K., eds., *Evolutionary biology of Ostracoda and its fundamentals and applications*: Proceedings of the ninth International Symposium on Ostracoda, Shizuoka, Japón,

1985, *Developments in Paleontology and stratigraphy*, núm. 11, Kodansha, Ltd., Tokyo and Elsevier, Tokyo,: 1021-1040.

WHATLEY, R. C. 1990 a Ostracoda and global events En: WHATLEY, R. Y MAYBURY, C., *Ostracoda and Global events*: British Micropaleontological Society Publication Series, Champman and Hall, London: 3-24.

WHATLEY, R. C., 1990 b The relationship between extrinsic and intrinsic events in the evolution of the non-marine Ostracoda, En: KAUFMANN, E.G. AND WALLISER, O. H., eds., *Extinction events in Earth history: Lecture notes in Earth Science*, Springer-Verlag. V. 30: 253-263.