

Paleoecología y análisis secuencial de una sección deltaica terciaria de la cuenca de Maracaibo

Valentí Rull¹

Resumen

El análisis palinológico de una sección sedimentaria de la cuenca de Maracaibo permitió identificar las zonas palinológicas del Maastrichtiense al Plioceno/Pleistoceno, exceptuando las correspondientes a dos hiatus (Eoceno Temprano/ Medio a Oligoceno y Mioceno Temprano a Medio). En la Formación Misoa (Eoceno Temprano a Medio) se definieron tres asociaciones polínicas: transición llanura aluvial/costera (representada por *Psilamonocolpites medius* y *Mauritiidites franciscoi*), pantano costero (*Deltoidospora adriennis*, *Monoporites annulatus* y *M franciscoi*) y manglar de *Nypa* (*Spinizonocolpites echinatus*, *D adriennis* y *Retriticolporites amapaensis*). Una expansión de la segunda hacia el Eoceno Medio sugiere un cambio climático hacia condiciones de mayor estacionalidad. Como hipótesis, se propone que habría existido una segunda asociación de manglar, dominada por *Echitriporites trianguliformis*, en el Eoceno Medio.

Se calcularon índices paleovegetacionales y de paleosalinidad, utilizando los nuevos valores de las muestras con respecto a las componentes principales y las abundancias de los microfósiles acuáticos, respectivamente, con el fin de combinarlos y deducir los eventos eustáticos. La coincidencia de ecosistemas más internos y aguas dulces o ligeramente salobres se interpretó como indicativo de un descenso relativo del nivel del mar y los picos correspondientes se correlacionaron con los límites de secuencia, mientras que la conjunción de ecosistemas costeros y mayor salinidad (aguas salobres) se asociaron a ascensos relativos del nivel del mar y los picos se consideraron reflejo de superficies de inundación. De esta manera se pudieron determinar los ciclos de tercer orden TEJAS A 2. 9, 3. 1, 3.2 y 3. 3.

Summary

Maastrichtian to Pliocene/Pleistocene pollen zones were found in a sedimentary sequence from Maracaibo Basin. Two hiatuses account for the lack of Early/Middle Eocene to Oligocene and Early to Middle Miocene sediments. On the other hand, three pollen assemblages were found in the Misoa Formation (Early and Middle Eocene): alluvial/coastal plain transition (represented by *P medius* and *M franciscoi*), back-mangrove swamp (*D adriennis*, *M annulatus* and *M franciscoi*), and *Nypa* mangrove (*S echinatus*, *D adriennis* and *R amapaensis*). The Middle Eocene expansion of the second one suggested a climatic change to more seasonal conditions. Furthermore, a hypothetical second mangrove assemblage, dominated by *E trianguliformis*, is proposed as a working hypothesis.

Paleovegetational and paleosalinity indices were computed through the scores of the principal components and abundances of aquatic microfossils, in order to compare them and infer eustatic events. The coincidence of inland ecosystems and freshwater algae was considered a regressive phase and its peaks were correlated with SBs, whereas the co-occurrence of coastal ecosystems and brackish water algae was interpreted as transgressive indications, and the corresponding peaks were correlated with Fs. In this way, the 3rd order cycles TEJAS A 2.9, 3.1, 3.2 and 3.3 were found.

¹ Maraven, Dpto de Exploración, Apartado 829, Caracas 1010-A, Venezuela. El autor agradece a Maraven el permiso para la publicación de este artículo, a M A Lorente la revisión crítica del manuscrito y a Carlos de Sousa su apoyo en computación.

Introducción

La Palinología ha proporcionado tradicionalmente las bases para la cronoestratigrafía y correlación de secuencias sedimentarias continentales y transicionales (costeras y someras). Sin embargo, existen otras aplicaciones cuyo desarrollo es más reciente y amplía notablemente la utilidad de esta disciplina en la generación de modelos geológicos. Entre ellas se encuentran la Paleoecología y el análisis secuencial.

Los estudios paleoecológicos se iniciaron tempranamente, pero los últimos avances en métodos estadísticos multivariantes, las analogías de los fósiles con especies actuales y el conocimiento de la sedimentación actual de polen han proporcionado un avance notable en las últimas décadas. El análisis secuencial es más reciente y la Palinología ha contribuido mediante la identificación de las superficies de inundación (FS) y los límites de secuencia (SB); las primeras caracterizadas por dominancia de algas del microplancton marino y membranas de foraminíferos sobre el polen y las esporas, y los segundos por la situación inversa. El análisis de palinofacies también ha permitido determinar el grado de continentalidad o influencia marina y así deducir las fructuaciones eustáticas. No obstante, en secuencias predominantemente continentales, el polen y las esporas son siempre dominantes, por lo que no se pueden aplicar las normas anteriores. Una solución consiste en aprovechar los últimos avances de la paleoecología y correlacionar los desplazamientos laterales de los ecosistemas costeros con las oscilaciones del nivel del mar.

En el caso que nos ocupa, se eligió el intervalo Eoceno, representado por sedimentos deltaicos de la Formación Misoa, como ejemplo del procedimiento. Los resultados del mismo se comparan con la curva de paleosalinidad del agua, deducida a partir de relaciones numéricas entre los microfósiles de agua dulce y los marinos, con el fin de calibrar ésta última y conocer sus posibilidades como indicadora en futuros estudios.

Material y métodos

En este trabajo se utilizaron 65 muestras de canal de un pozo de la serie designada SLA (Figura 1). Dichas muestras se trataron con HF y HCl en un procesador automático y posteriormente se separó la materia orgánica centrifugando en gradiente de densidad con bromuro



Figura 1
Mapa de localización, indicando el área donde se encuentran los pozos SLA

de zinc; el montaje se efectuó con gelatina-glicerina, y se identificaron y contaron los granos de polen, esporas de arquegoniadas, algas de agua dulce, esporas de hongos, dinoflagelados (microplancton) y microforaminíferos (RULL, 1987).

El procesamiento de los datos se efectuó mediante las aplicaciones STATGRAPHICS Y MVSP (KOVACH, 1989). Para la datación se consultó el sistema experto ESTELA, desarrollado por MARAVEN (DIGIACOMO and LAZZERESCHI, 1992). El esquema de zonación palinológica utilizado fue el del Norte de Sudamérica (MULLER et al 1987) modificado, ya que para la cuenca de Maracaibo algunas zonas pueden ser subdivididas en subzonas (Figura 2), en base a trabajos inéditos de R DE HAAN, J. MULLER, B. VAN RAADSHOOVEN, J.H. GERMERAAD y E DIGIACOMO.

Para la Mioceno y Plioceno se usaron las zonas de LORENTE (1986). La interpretación secuencial se efectuó siguiendo los métodos cronopaleoambiental y paleoecológico (RULL, 1993a).

Resultados e interpretación

Cronoestratigrafía

La Figura 3 muestra la interpretación palinológica y cronoestratigráfica de la secuencia estudiada. Los topes formacionales, indicados se basan en la litología y en los registros eléctricos. La identificación de las zonas se basa en los criterios que se describen a continuación.

La subzona palinológica 13 (Maastrichtiense) se determinó en base a la presencia de *Proteacidites dehaani*. El conjunto polínico está caracterizado principalmente por la abundancia de *Echitriporites trianguliformis* y la presencia de *Proxapertites operculatus*, *Ericipites* sp, *Annutriporites iversenii*, *Spinizonocolpites baculatus*, *Syndemicolpites typicus*, *Foveotriletes margaritae* y *Concavisporites* sp. Otra característica importante de esta subzona es la abundancia de dinoflagelados, que alcanzaron un máximo en la misma muestra que representa el tope del Cretácico. Entre los géneros más importantes se encuentran *Cerodinium* y *Palaeocystodinium*, típicos de la parte tardía del Cretácico (Maastrichtiense), tanto en el continente americano como en el africano (HERNGREEN, 1975; VAN ERVE and DURAN, 1986; BRINKHUIS and ZACHARIASSE, 1988).

Sólo está presente la parte más temprana del Paleoceno, representada por la Zona 14, que corresponde al inicio del Paleoceno Temprano. Así pues, existe un hiatus que omite la mitad superior del Paleoceno Temprano y todo el Paleoceno Tardío. La asociación polínica de esta Zona es similar a la de la 13, pero la ausencia de *P. dehaani* y *Gemmastephanocolpites gemmatus* (indicador de la Subzona 15a), combinada con la presencia de *Stephanocolpites costatus* y *Gemmamonocolpites macrogemmatus*, cuyas últimas apariciones tienen lugar en el tope de la Zona 14, determinaron la identificación de esta Subzona. No se puede descartar la posibilidad de existencia de una parte de 15a (apenas 18 m de espesor), ya que, *S. costatus* y *G. macrogemmatus* desaparecen a la misma profundidad en que aparecen por primera vez *Psilatricolporites* sp y *Retidiporites magdalenensis*, que

CRONO-ESTRATIGRAFIA	EDAD (m.a.)	ZONACION NORTE S. AMERICA	EDAD (m.a.)
PLEISTOCENO	1.98	31-Alnipollenites verus	
PLIOCENO	5.2	30-Echitricolporites mcneilly	c
	10.2		b
MIOCENO	15.2	29-Echitricolporites apinoeus	a
	25.2	28-Cressotriletes vanraadshooveni	b
			a
	36.0	27-E.maristellae/P.minimus	b
a			
39.4	26-V.rotundiporia/E.berbeltoensis	b	
		a	
OLIGOCENO	25.2	25-M.grandiosus/C.dorogensis	c
EOCENO	36.0	24-Echitriporites estelae	b
			a
	40.5	23-Janmulleripollis pentaradiatus	c
			b
			a
			a
	42.5	22-Bombacacidites foveoreticulatus	b
			a
			a
			a
44.0	21-Retitricolporites gulanensis	b	
		a	
49.0	20-Bombacacidites soleiformis	b	
		a	
54.0	19-Retitricolporites magnus	b	
		a	
60.2	18-Echitricolporites trianguliformis	b	
		a	
66.5	17-Rugotricolporites felix	b	
		a	
PALEOCENO	49.0	16-Foveotricolporites perforatus	
TARDIO	54.0	15-Gemmastephanocolpites gemmatus	b
	60.2		a
TEMPRANO	66.5	14-Spinizonocolpites baculatus	
MAASTRICHTIENSE	66.5	13-Proteacidites dehaani	

Figura 2
Zonación y esquema cronoestratigráfico.
Edad en Ma

tienen la base en la Subzona 15a. Sin embargo, la ausencia del marcador para esta Subzona (*G. gemmatus*) no permite confirmar este hecho. La Subzona 15b y la Zona 16 (Paleoceno Tardío) están ausentes.

En cuanto al Eoceno, sólo está presente el Temprano y la parte inferior del Medio por lo que el hiatus correspondiente abarca gran parte del Eoceno Medio y todo el Eoceno Tardío. La Zona 17 (Eoceno Temprano) se determinó por la presencia de *Rugotricolporites felix*, que es el marcador zonal. Esta es una Zona de Rango y queda muy bien definida por la primera y última aparición de *R. felix*. Sin embargo, existe una zona de esterilidad por encima de esta última aparición, por lo que no se puede descartar una mayor extensión de la Zona algunos metros más arriba.

La subzona 18a (Eoceno Medio, parte más temprana) está definida por la abundancia relativa de

algunos taxa importantes. En nuestro caso, se determinó por la dominancia de *E trianguliformis*, combinada con la escasez de *Retibrevitricolpites triangulatus*, además de los valores intermedios y constantes de *Retitricolporites irregularis*, *Poperculatus* y *Striatricolpites catatumbus*. Es importante destacar también la abundancia de *Retitricolporites amapaensis*, aunque no es una especie importante en las zonaciones de los autores comentados. Hacia el tope de la Subzona, el incremento de *R triangulatus* y *Psilatrocopites crassus* sugiere el inicio de la Subzona 18b o la presencia del límite 18a/18b. Las zonas 19 a 24 (Eoceno Medio y Tardío) están ausentes.

La Zona polínica 25, correspondiente al Oligoceno, está ausente. El Mioceno está representado por una parte del Mioceno Temprano (Zona 26), el tope del Mioceno Medio (Subzona 28b) y el Mioceno Tardío (Zona 29), equivalentes respectivamente a las zonas de *Verrutricolporites*, *Grimsdalea* y *Asteraceae* (LORENTE, 1986). Existe un hiatus, por omisión de las subzonas 27 y 28a (*Psiladiporites* y *Crassoretitriletes*), que corresponde a la parte superior del Mioceno Temprano y la mitad inferior del Mioceno Medio.

La Subzona 26 (*Verrutricolporites*) se caracterizó principalmente por la presencia de *Verrutricolporites rotundiporus*, *Scabratricolporites planetensis* y *Retibrevitricolpites cf brevis*. Es posible, además, subdividir esta Zona en las subzonas 26a y 26b cuyo límite quedó establecido, en nuestro caso, por la última aparición de *Jandufouria seamrogiformis* y la primera de *R. cf brevis* y *V rotundiporus*.

La Subzona 28b (*Grimsdalea*) se determinó por el rango de *Grimsdalea magnaclavata*, si bien el límite con la 26 no es nítido, ya que el rango de esta especie se solapa con el de los indicadores de la Zona 26, antes mencionados. Debido a que las muestras son de canal y puede haber una extensión artificial de los rangos, el límite 26/28b se situó provisionalmente en la mitad del solapamiento.

La última aparición de *G magnaclavata* coincide con la primera aparición de los indicadores de la Zona 29 (*Asteraceae*), aunque la primera puede llegar hasta el Plioceno (LORENTE, 1982). La identificación de la Zona 29 se basó en *Echitricolporites spinosus*, *Polypodiaceoisporites* sp y *Kuylisporites waterbolki*.

Finalmente, la base del Plioceno se estableció por la primera aparición de *Psilatricolporites caribbiensis* (LORENTE, 1982). Sin embargo, no se pudo subdividir, debido a las pocas muestras existentes y a la ausencia

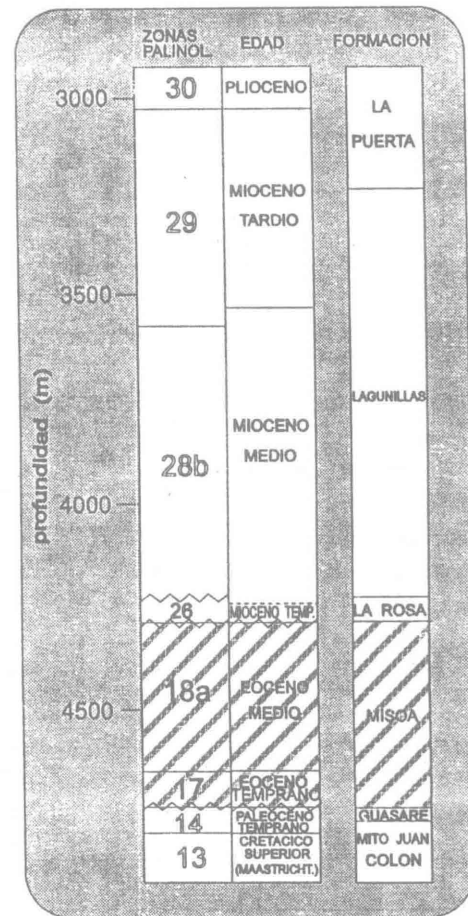


Figura 3
Cronoestratigrafía del pozo SLA

de indicadores suficientes.

Paleoecología de la Formación Misoa

En términos muy generales, el ambiente marino predominaba en el Cretácico Tardío, mientras que en el Paleoceno y Eoceno los ambientes eran transicionales, tendiendo hacia una llanura costera en la parte superior. Desde el Mioceno Temprano hasta el Plio/Pleistoceno los ambientes fueron continentales. El intervalo de la Formación Misoa se estudió más en detalle desde el punto de vista paleoambiental, como se describe a continuación.

Debido a la complejidad del registro palinológico cuantitativo se utilizó el análisis de componentes principales para definir las asociaciones fósiles. Las especies raras, de aparición esporádica y/o baja abundancia, pueden causar distorsiones en los análisis estadísticos

Tabla I

Valores (como varianza acumulada) y vectores propios (loadings) de las cuatro primeras componentes, con respecto a las variables originales (taxa).

Taxa	Comp.1	Comp. II	Comp. III	Comp. IV
<i>Proxapertites operculatus</i>	0,273	-0,445	0,146	0,042
<i>Deltoidospora adriennis</i>	0,301	0,379	-0,023	0,259
<i>Psilamonocolpites medius</i>	0,551	-0,278	0,113	-0,086
<i>Mauritiidites franciscoi</i>	0,334	0,268	-0,440	-0,076
<i>Echitriporites trianguliformis</i>	0,110	-0,145	0,324	-0,226
<i>Laevigatosporites vulgaris</i>	0,150	0,260	-0,312	-0,054
<i>Verrucatosporites sp</i>	-0,167	-0,241	0,233	-0,186
<i>Retitricolporites amapaensis</i>	-0,010	0,185	0,464	0,304
<i>Monoporites annulatus</i>	-0,062	0,344	0,372	0,142
<i>Retitricolporites hispidus</i>	-0,197	0,165	-0,128	-0,414
<i>Zonocostites ramonae</i>	-0,332	0,124	-0,042	-0,415
<i>Laevigatosporites sp</i>	-0,329	-0,056	-0,288	0,128
<i>Retimonocolpites retifossulatus</i>	-0,093	-0,364	-0,093	0,052
<i>Spinizonocolpites echinatus</i>	-0,295	-0,178	-0,226	0,595
Varianza acumulada (%)	53,15	64,41	71,49	78,13

(BIRKS, 1986; DROOGER, 1982), por lo que no se usaron todos los tipos de polen y esporas hallados, sino que se seleccionaron las que cumplían ciertas condiciones de abundancia (RULL, 1993b).

Las componentes principales se obtuvieron por diagonalización de la matriz de correlaciones, previa eliminación de las muestras estériles y transformación *logratio* de la matriz de porcentajes de los fósiles considerados (KOVACH, 1989). La tabla 1 muestra los vectores y valores propios resultantes, según los cuales, las cuatro primeras componentes resultaron significativas (FRONTIER, 1976). La primera de ellas está relacionada principalmente con *Psilamonocolpites medius* y *Mauritiidites franciscoi*, dos especies fósiles cuya afinidad taxonómica se sitúa en la familia actual de las palmas que suelen formar parte de los denominados *palmiers marécageuses* (palmars de marea) de Guyana (TISSOT et al, 1988), pudiéndose considerar en general, típicas comunidades transicionales entre

las llanuras aluviales y los ambientes costeros, cerca del límite de mareas. También influyen sobre esta primera componente *Deltoidospora adriennis* y *Proxapertites operculatus*, la primera afin al helecho de playa *Acrosticum aureum*, propio de las partes más elevadas de los manglares, entre aguas salobres (LORENTE, 1986; TISSOT et al, 1988; ELLISON, 1989; WESTGATE and GEE, 1990) y la segunda, por su parte, asociada a la palma *Astrocaryum acaule*, que crece actualmente en selvas interiores y bosques de pantano (SCHNEE, 1984; BRAUN and DELASCIO, 1987; VAN DER HAMMEN, 1963). Ello confiere a la primera componente carácter de continentalidad que la convierte en representativa de la transición entre la llanura aluvial y la llanura costera alta.

La segunda componente presenta su mejor asociación con *D. adriennis*, sugiriendo comunidades más cercanas al manglar. La buena asociación con *Monoporites annulatus* (afín a las gramíneas) y *M*

franciscoi hace pensar en ambientes como los denominados **Back/mangrove swamps**, pantanos costeros situados entre las comunidades de manglares y los palmares anteriormente mencionados y permanentemente inundados (VAN DER HAMMEN, 1963; THANIKAIMONI, 1987). Los ambientes sedimentarios correspondientes son llanuras costeras bajas y deltas en sus partes central e inferior (LORENTE, 1986).

La tercera componente se asocia a *Retitricolporites amapaensis*, *Monoporites annulatus* y *Echitriporites trianguliformis*. De las tres, sólo la segunda posee afinidad taxonómica bien definida, por lo que la interpretación de esta componente es compleja. Sin embargo, podría indicar también ambientes costeros, ya que éste es el ambiente hipotético de la planta de la que derivaban los granos de *E. trianguliformis* (FREDERIKSEN, 1985). En la presente interpretación, esta componente no será tomada en cuenta, debido a la incertidumbre existente sobre su significado.

La cuarta componente se encuentra muy bien asociada a *Spinizonocolpites echinatus*, afin a *Nypa*, una palma actual que es constituyente fundamental de los manglares del trópico asiático (THANIKAIMONI, 1987). Por lo tanto, esta componente representa los ecosistemas de manglar de *Nypa* (género actualmente extinto en América), adyacentes al mar. Es interesante la asociación positiva de esta componente con *Retitricolporites amapaensis*, lo cual debe ser tenido en cuenta en futuros estudios, ya que esta especie es tradicionalmente considerada como de llanura aluvial. También es resaltante la asociación negativa con el grupo *Zonocostites* (afin al mangle colorado, *Rhizophora*), que más adelante se discute con mayor detalle.

La Figura 4 muestra las variaciones estratigráficas de las tres componentes seleccionadas, como representativas de las asociaciones mencionadas. En líneas generales, se puede observar una tendencia a la disminución en sentido ascendente, tanto de la asociación más continental como del manglar de *Nypa*, en beneficio de los pantanos costeros intermedios (**back-mangrove swamp**). Esto sugiere que estas comunidades experimentaron una expansión durante el Eoceno Temprano y la parte inicial del Eoceno Medio. Dicha expansión no puede ser debida a un cambio del nivel del mar, ya que éste hubiera afectado paralelamente a todos los tipos de vegetación y no a uno sólo. Es probable, entonces que esto sea el reflejo de un cambio ambiental, posiblemente climático, que ya había sido

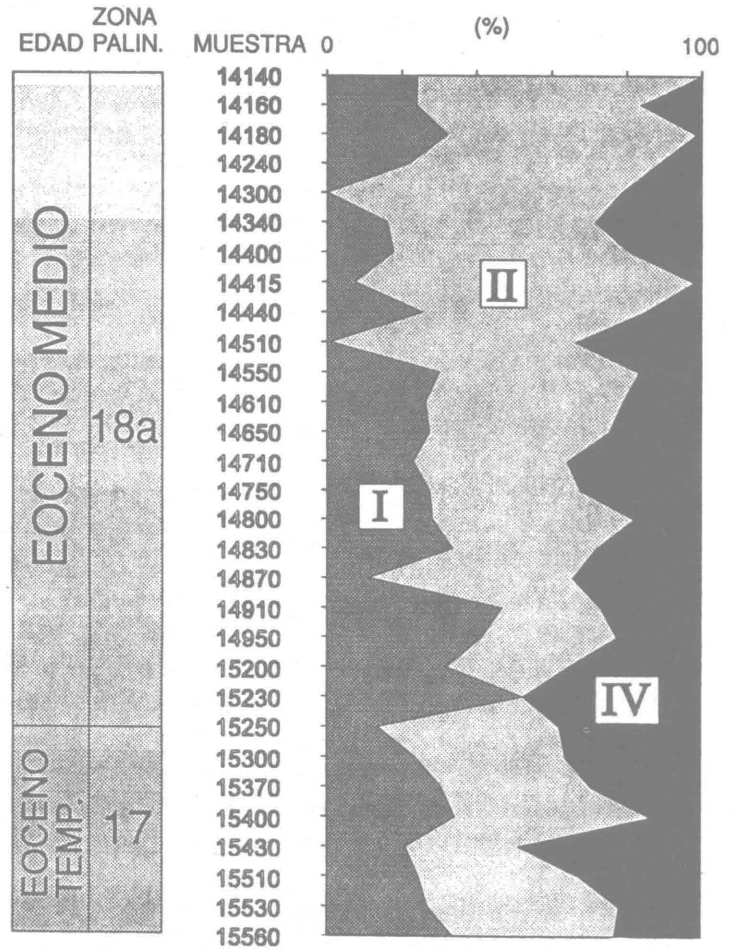


Figura 4
Variación estratigráfica de las tres componentes principales consideradas. Escala vertical arbitraria

sugerido por estudios inéditos de J.H. GERMERAAD y R DE HAAN. Según estos autores, la Subzona 18a muestra en general un cambio gradual desde una flora más húmeda a otra más árida. El aumento de la franja de pantanos costeros coincide con la desaparición de *S. echinatus* (*Nypa*). Tal coincidencia podría constituir un apoyo de la hipótesis de GERMERAAD et al. (1968), según la cual, la extinción de *Nypa* en el área del Caribe podría estar relacionada con un aumento de la aridez, combinado con el desarrollo de un clima más estacional. Poco antes de la desaparición de *Nypa*, comienzan a registrarse apariciones esporádicas de granos del género *Zonocostites*, similares pero no idénticos a *Z. ramonae*, que aparece en el Eoceno Tardío y alcanza cierta abundancia en el Mioceno Temprano, coincidiendo con lo hallado hasta ahora en el área (GERMERAAD et al, 1968; MULLER et al, 1987).

Rhizophora mangle es actualmente dominante en los manglares del Caribe, situación que parece haberse iniciado hacia principios del Mioceno (GERMARAAD et al, 1968), pero en el Eoceno Temprano e inicios del Medio no existía (el primer registro es del Eoceno Medio a Tardío) y *Nypa* era componente fundamental de los manglares de la región. En el registro del pozo SLA, este cambio parece producirse en la parte inicial del Eoceno Medio, pero por una parte, los escasos granos de *Zonocostites* hallados en estos niveles no corresponden a la especie *Z. ramonae* y por otra, esta especie no es más o menos abundante hasta aproximadamente el límite Eoceno/Mioceno, lo cual puede deberse a los sedimentos miocenos, principalmente.

Si a esto añadimos que en el intervalo donde *S. echinatus* y *Zonocostites* son más escasos, *E. trianguliformis* (que se considera derivado de una especie costera, de la faja que se encuentra bajo la influencia de las mareas (FREDERIKSEN, 1985), alcanza su mayor abundancia se podría postular que esta especie habría dominado el hábitat de manglar en ese intervalo. Si esto fuera cierto, el cambio en la especie dominante dentro del manglar no habría *Nypa-Rhizophora*, sino que habría existido una etapa intermedia, dominada por la planta productora de *E. trianguliformis*. Esta hipótesis está apoyada por el hecho de que, en el área del Caribe, *Nypa* alcanzó su máxima extensión en el Paleoceno y Eoceno Temprano, mientras que *E. trianguliformis* lo hizo en el Eoceno Medio y *Rhizophora* en el Mioceno (GERMARAAD et al, 1968).

Curvas paleovegetacionales y depaleosalinidad: análisis secuencial

Para el análisis paleovegetacional se calculó el cociente entre la cuarta y la primera componente; es decir, la más continental y la de mayor influencia marina. Para evitar indeterminaciones y saltos bruscos de escala, se efectuó la siguiente transformación:

$$R(IV/I) = \log\{0,1+IV\}/(0,1+ I)\}$$

siendo IV y I las variables correspondientes a los scores (nuevos valores) de la cuarta y la primera componentes, respectivamente, debidamente reescalados para eliminar los negativos. Por construcción, los valores más negativos deben reflejar los ambientes más interiores, donde predominan las comunidades representadas por la asociación polínica de la componente I; mientras que

los más positivos representan el predominio de ecosistemas costeros de manglar. Como consecuencia, podemos inferir tendencias transgresivas y regresivas por aumento o disminución, respectivamente, del cociente R(IV/I). Por otra parte la paleosalinidad relativa de ambientes transicionales puede ser estimada mediante la relación entre los fósiles de algas de agua dulce y los marinos, a través de índices de salinidad. Sin embargo, se conoce que las algas de agua dulce actuales, afines a las más frecuentes en los sedimentos (*Pediastrum* y *Botryococcus*) toleran cierto grado de salinidad que pueden llegar al 20 por mil, en el caso de *Botryococcus* (DE DECKKER, 1988). Además se ha llegado a proponer que algunas de ellas (*Pediastrum*) pueden haber derivado de formas marinas cretácicas (EDIGER & BATI, 1988). Por tanto, antes de proceder al cálculo de los índices de salinidad basados en el principio de uniformismo, es preciso estudiar las relaciones cuantitativas de los fósiles implicados. En este caso, se calculó la correlación lineal en base a la transformación *logratio* de los porcentajes, de cada palinomorfo, excepto los hongos, ya que su gran dominancia podría distorsionar el análisis (DROOGER, 1982). Se añadieron además tres variables: «marinos», «agua dulce» y «polen». La primera es la suma del microplankton marino y los microforaminíferos, la segunda es la suma de *Pediastrum* y *Botryococcus* y la tercera la suma de los taxa de polen y esporas representativos de los aportes continentales.

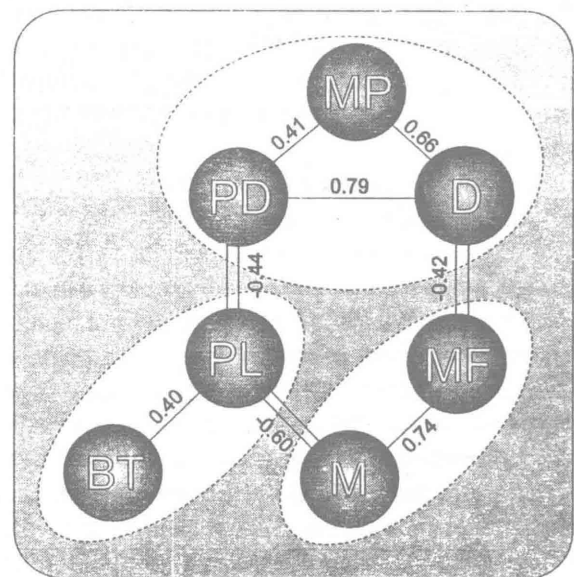


Figura 5
Representación gráfica de las correlaciones significativas entre los palinomorfos usados para estimar la paleosalinidad MP=microplankton, PD=*Pediastrum*, D=agua dulce, PL=polen y esporas, BT=*Botryococcus*, MF= microforaminíferos, M=marinos.

La Figura 5 muestra las correlaciones significativas a un nivel de 0,05. *Botryococcus* y «polen» están asociados positivamente entre sí, pero negativamente con *Pediastrum* y «marinos». Esta asociación es reflejo de los aportes continentales, sobre todo relacionados con ambientes dulciacuícolas. El grupo de los fósiles marino se correlaciona muy bien con los microforaminíferos y no así con el microplancton ($r = 0,233$), a pesar de que éste interviene en su cálculo, lo cual significa que la tendencia marina está dominada por restos de microforaminíferos. Tal situación no es de extrañar, ya que se está tratando con ambientes transicionales con alternancia de sedimentación continental y marina, que nunca llega a ser de aguas profundas, lo que es apropiado para los organismos que dejan las membranas de microforaminíferos en el registro fósil (STANCLIFFE, 1989). Por su parte, *Pediastrum* posee buena relación con la variable «dulce» y mediana con el microplancton, quienes a su vez, están también bien relacionados, en una situación aparentemente confusa. Una explicación es que se trate de un grupo representativo de aguas salobres, donde coincidirían estos organismos, mientras que *Botryococcus* y los microforaminíferos representarían ambientes más extremos (dulce y marino, respectivamente). Alternativamente, el microplancton podría corresponder a ambientes de agua dulce (muy poco probable, pues taxa hallados no difieren de los encontrados en otras secciones, correspondientes a ambientes marinos), o *Pediastrum* estaría representado por especies propias de aguas salobres, como se ha sugerido en ocasiones. Esta última posibilidad podría ser un interesante y útil tema de futuros estudios, tanto a nivel de la caracterización de los actuales *Pediastrum* y sus condiciones ambientales asociadas, como del análisis de la morfología de los fósiles y su relación con taxa actuales. Asimismo, deberían estudiarse las relaciones cuantitativas de los *Pediastrum* fósiles con otros fósiles cuyas propiedades indicadoras de ambiente estuvieran bien establecidas (RULL, 1991).

Cualquiera que sea la respuesta, ni *Pediastrum* ni el microplancton pueden formar parte de los cálculos de estimación de salinidades en este caso, hasta que se posea más información sobre ellos. Por lo tanto, la relación utilizada como estimación de paleosalinidad será el cociente entre *Botryococcus* y los microforaminíferos, con algunas variaciones para evitar indeterminaciones.

$$\text{Índice de salinidad (S)} = (\log\{0,1+B\}/(0,1+M))/3$$

donde B es el porcentaje de *Botryococcus* y M el de microforaminíferos. El valor de este índice es cero es el caso de igual abundancia de B y M. Su valor máximo ($S = +1$) se alcanza cuando *Botryococcus* es el 100% (por lo tanto, se considera que representa agua dulce) y su valor mínimo ($S = -1$), cuando los microforaminíferos son el 100% (lo que se interpreta como agua marina). Los valores intermedios se consideran indicativos de aguas salobres de salinidad variable, sin que por el momento se pueda establecer una relación numérica entre el valor de este índice y el de la paleosalinidad. Se trata, por tanto, de un índice de salinidad relativo.

En la figura 6 podemos observar los valores de índices a lo largo de la sección estudiada. En términos generales, las tendencias de estas curvas son inversas, es decir, los aumentos de salinidad (valores negativos de S) coinciden con comunidades más costeras (valores positivos de R), mientras que los picos correspondientes a ecosistemas más interiores coinciden con valores positivos de S o salinidades menores. De esta manera, combinando la información paleoecológica y la de paleosalinidad podemos definir los ciclos eustáticos (HAQ et al, 1987), cuyos límites estarían representados por comunidades interiores y aguas dulces o poco salobres, mientras que las fases transgresivas estarán caracterizadas por manglares y aguas más salobres, hasta marinas.

Conclusiones

El análisis palinoestratigráfico permitió identificar el Masstrichtiense, Paleoceno Temprano, Eoceno Temprano, Eoceno Medio (parte temprana), Mioceno Temprano, Mioceno Medio (parte tardía), Mioceno Tardío y Plioceno. Existen 3 hiatus importantes, uno entre las zonas 14 y 17 (Paleoceno Temprano/Eoceno Temprano), donde falta el registro de unos 10 millones de años, otro entre las subzonas 18a y 26 (Eoceno Medio/Mioceno Temprano), cuya extensión es de aproximadamente 20 millones de años y finalmente, un tercero entre las subzonas 26 y 28b (Mioceno Temprano/Mioceno Medio, parte tardía), donde faltan alrededor de 8 millones de años. En el límite Cretácico/Terciario se halló una flora rica en dinoflagelados, cuya identificación provisional a nivel de género sugiere que se podría usar como base para una correlación transcontinental. Sin embargo, es necesario profundizar en la taxonomía de estos especímenes para tener una base sólida.

En el estudio paleoambiental de la Formación

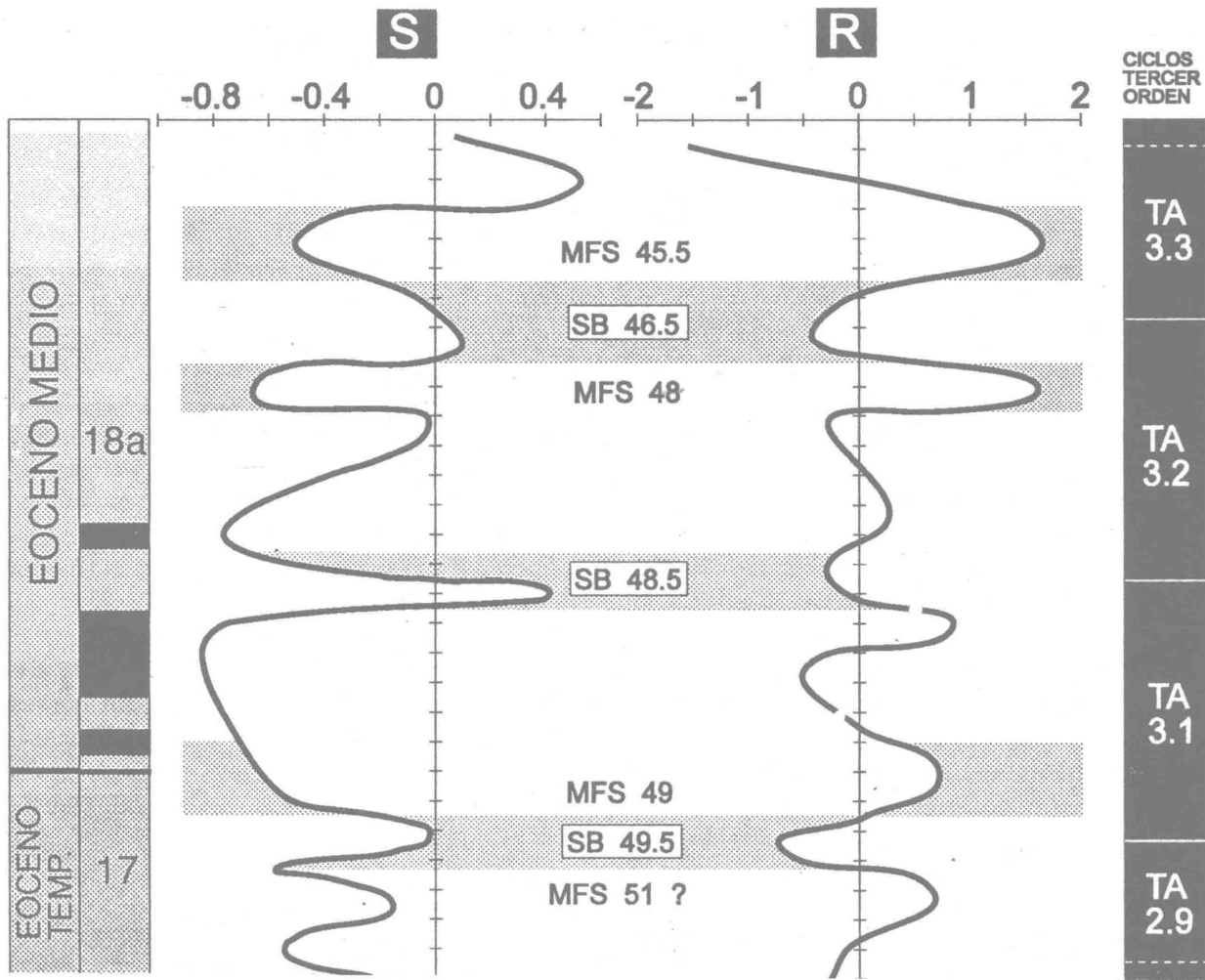


Figura 6

Curvas Paleovegetacional (R) y de Paleosalinidad (S), con indicación de la situación más probable de los FS y SB y los correspondientes ciclos eustáticos.

Misoa, se definieron tres asociaciones polínicas: una representativa de la zona de transición entre llanuras aluviales y llanuras costeras, representada principalmente por *P medius* y *M franciscoi*, otra representativa de los pantanos costeros probablemente herbáceos situado detrás del manglar (**back-mangrove swamps**) y formada por *D adriennis*, *M annulatus* y *M franciscoi* y finalmente, una asociación de manglar, constituida por *S.echinatus* *D adriennis* y *R amapaensis*. Una cuarta asociación, cuyo significado no queda claro, está formada por *E trianguliformis*, *R amapaensis* y *M annulatus*. Se propone que se trate de una segunda asociación de manglar, dominado por *E trianguliformis*, pero rodavía se deben efectuar más estudios en este sentido. En

base a esta clasificación, se pudo inferir una expansión de los pantanos costeros hacia el Eoceno Medio, lo cual se relaciona de forma preliminar con un cambio climático hacia condiciones de mayor aridez y estacionalidad.

Utilizando las relaciones paleoecológicas, se determinaron los límites de secuencia y las superficies de inundación correspondientes a los ciclos TEJAS A 2,9; 3,1; 3,2; 3,3.

Para el cálculo del índice se emplearon solamente *Botrycoccus* y los microforaminíferos, ya que *Pediastrum* y el microplancton marino, que a priori indican agua dulce y marina respectivamente, están correlacionados entre sí. La variación estratigráfica de los valores del índice mostraron muy buena correspon-

dencia con respecto al comportamiento de las asociaciones polínicas, ya que los indicadores de mayor salinidad coincidieron con el aumento de comunidades costeras y vicerversa.

Como conclusión general, este trabajo demuestra la contribución que puede dar la palinología, combinando la paleoecología con la estimación de paleosalinidades, en los estudios de estratigrafía secuencial en ambientes transicionales.

Referencias

- BIRKS, H J B (1986) *Numerical zonation, comparison and correlation of Quaternary pollen stratigraphical data*. In: Berglund, BE (ed) «Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology», J Wiley (N York).
- BRAUN, A y F DELASCIO (1987) *Palmas autóctonas de Venezuela y de los países adyacentes*. N Martínez, Caracas.
- BRINKHUIS, H and W J ZACHARIASSE (1988) *Dinoflagellate cysts, sea level changes and planktonic foraminifers across the Cretaceous. Tertiary boundary at El Haria, northwest Tunisia*. Marine Micropaleontology, 13(2): 153-191.
- DE DECKKER, P (1988) *Biological and sedimentary facies of Australian salt lakes*. Palaeogeogr, Palaeoclimatol, Palaeoecol 62:237-270.
- DI GIACOMO, E and LAZZERESCHI (1992) *Expert system to evaluate levels of ages (ESTELA)*, Abstr, Internat. Palynological Congr., Aix-en-Provence.
- DROOGER, M M (1982) *Quantitative range chart analyses*. Utrecht Micropalaeontology, Bull, 26.
- EDIGER, V S and BATI, Z. (1989) *Morphological examination of Pediastrum (Chlorophyta) from the tertiary strata of the Thrace basin (NW Turkey)*. Pollen Spores, XXX(2): 203-222.
- ELLISON, J C (1989) *Pollen analysis of mangrove sediments as a sea-level indicator: assessment from Tongatapu, Tonga*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol 74: 327-341.
- FREDERIKSEN, N O (1985) *Review of Early Tertiary sporomorph palaeoecology*. AASSP Contr, Ser, 15: 92 pp.
- FRONTIER, S (1976). *Etude de la décroissance de valeurs propres dans une analyse en composantes principales: comparaison avec le modèle du bâton brisé*. J Exp Mar Biol Ecol 25: 67-75.
- GERMERAARD, J H, C A HOPING and J MULLER (1968) *Palynology of Tertiary sediments for tropical areas*. Rev Palaeobot Palynol, 6: 189-348.
- HAQ, B U, et, al (1987). *Mesozoic-Cenozoic cycle chart*. Soc Econ Paleontol Mineral, Sp Pub, 42.
- HERNGREEN, C.F.W. (1975). *Palynology of a Middle and Upper Cretaceous strata in Brazil*. Medede Rycks Geol Dienst, N S, 26(3): 39-91.
- KOVACH, WL (1989). *Comparisons of multivariate analytical techniques for use in pre-Quaternary plant palaeoecology*. Rev Palaeobot Palynol, 60: 255-282.
- LORENTE, MA (1982). *Revisión de las zonas palinológicas U y V de Venezuela*. Maraven, Inf Int, EPC-7114, Caracas.
- LORENTE, MA (1986). *Palynology and palynofacies of the upper Tertiary in Venezuela*. Dissert. Botanicae, 99: 222 pp.
- MULLER, J, E DIGIACOMO and A VAN ERVE (1987). *A palynological zonation for the Cretaceous, Tertiary and Quaternary of Northern South America*. AASP Contr. Ser. 19: 7-76.
- RULL, V (1987) *A note on pollen counting in palaeoecology*. Pollen Spores, XXXIX (4): 471-480.
- RULL, V (1991) *Palaeoecological significance of the Crysohycean stomatocysts: a statistical approach*. Hydrobiologia, 220: 161-165.
- RULL, V (1993a) *Chrono-palaeovegetational approach to the sequential analysis of Cretaceous to Oligocene sediments from Tarra (Western Venezuela)*. Asb 26th AASP, Baton Rouge. p 73.

RULL, V (1993b) *Correlaciones litoestratigráficas y palinoestratigráficas del Eoceno temprano y medio en los pozos VLG-3747 y VLG-3715 (Ceuta)*. Maraven, Inf Int, EPC - 13-182 Caracas.

SCHNEE, L (1984) *Plantas comunes de Venezuela*. Bibl UCV 3ra ed. Caracas.

STANCLIFFE, RPW (1989) *Microforaminiferal linings: their classification biostratigraphy and palaeoecology, with special reference to specimens from British Oxfordian sediments*. *Mircopontology*, 35(4): 337-352.

THANIKAIMONI, G (1987) *Mangrove palynology*. Trav. Sect. Scient. Tech. Inst. Francais Pondichery, XXIV: 100 pp.

TISSOT, C., M R D JUWANSAH and CMARIUS (1988) *Evolution de la mangrove en Guyane au cours de l'H o locenp*. Etude palynologique. Inst. Francis Pondicherry, trav sec sci tech, XXV: 125-137

VAN DER HAMMEN, TH. (1963) *A palynological study on the Quaternary of British Guiana*. *Leidse Geol Med* 29: 125- 180.

VAN ERVE, A and I DURAN (1986) *Estudio bioestratigráfico del Cretácico y Paleoceno en el pozo SLA-8-2X (Sur del Lago)*. Maraven, Inf. Int. EPC- 10. 155 Caracas.

WESTGATE, J W and C T GEE (1990) *Paleoecology of a middle Eocene mangrove biota (vertebrates, plants and invertebrates) from southwest Texas*. *Palaeogeogr, Palaeoclimatol, Palaeoecol*, 78: 163-177.