

# **Evolución paleoecológica y paleoambiental de la secuencia del Neógeno en el Surco de Urumaco, estado Falcón. Estudio palinológico y litológico.**

Nancy Hambalek<sup>1</sup> Valentí Rull<sup>1</sup> Estela de Digiaco<sup>1</sup> y Maria Lourdes Díaz de Gamero.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Maraven S.A., Gerencia de Exploración, Ap. 829, Caracas 1010-A.

<sup>2</sup> Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela, Caraca 1053

## **Resumen**

El análisis palinológico permitió el fechamiento y la caracterización paleoecológica y paleoambiental de una serie de subambientes fluvio-deltáicos, en la secuencia Neógena del Surco de Urumaco, cuyo estudio bioestratigráfico sólo había sido abordado, hasta ahora, desde la micropaleontología.

La sedimentación se inició al principio del Mioceno Temprano con la depositación de la Formación Agua Clara. Posteriormente existió un evento regresivo (mitad del Mioceno Temprano), que permitió la sedimentación de la Formación Cerro Pelado, culminando en la parte tardía del Mioceno Temprano con la secuencia predominantemente lutítica de la Formación Querales, que indica una fase transgresiva.

En el Mioceno Medio se dió inicio a una nueva etapa de progradación deltáica con la sedimentación de la Formación Socorro. Durante el Mioceno Tardío se inició la sedimentación de la Formación Urumaco dentro de un marco ambiental próximo costero. La Formación Codore inició su depositación con el Miembro El Jebe bajo condiciones netamente fluviales. El Miembro Chiguaje representa una invasión marina sobre la llanura aluvial durante el Mioceno Tardío a Plioceno, continuando la sedimentación del Miembro Algodones bajo condiciones netamente continentales.

En el Plioceno las condiciones fluviales se mantuvieron durante la depositación del Miembro El Vergel de la Formación San Gregorio, manifestándose posteriormente una invasión marina en la sedimentación del Miembro Cocuiza, de edad Plioceno y volviendo a condiciones continentales, durante la depositación del Miembro Río Seco.

## **Abstract**

Palynological analysis of the Neogene Urumaco Trough sedimentary sequence allowed dating and palaeoecological characterization of several fluvio-deltaic sub-environments, a study only approached previously from micropalaeontology.

Sedimentation began in the earlier part of the Early Miocene with the deposition of Agua Clara Formation. A subsequent regressive event (middle Early Miocene) started, with the sedimentation of Cerro Pelado Formation, and culminated at the end of the Early Miocene, with the shales of Querales Formation, which indicates transgressive environments.

During the Middle Miocene, a new deltaic progradation occurred, and Socorro Formation was sedimented. Urumaco Formation was deposited during the Late Miocene in a coastal, near-shore environment. The sedimentation of Codore Formation began with its El Jebe Member, under fluvial conditions, being followed by a transgression represented by Chiguaje Member, and ending with the continental sediments of Algodones Member.

Fluvial conditions were maintained during the deposition of El Vergel Member of San Gregorio Formation (Pliocene). A marine invasion occurred later, during the sedimentation of Cocuiza Member, before the regresion represented by the Rio Seco Member (still Pliocene).

---

## Introducción

---

La secuencia del Neógeno del Surco de Urumaco, en Falcón occidental, está conformada por intercalación de grandes espesores de facies fluvio-deltáicas y escasos eventos marinos. Al igual que en el resto de la cuenca, la herramienta bioestratigráfica fundamental para su estudio ha sido la de los foraminíferos pero, debido al tipo de facies, estos sólo han permitido determinar las edades de algunos niveles marinos, quedando la mayor parte de la secuencia sin una adecuada evaluación paleontológica.

Se presentan aquí los resultados del primer estudio basado en el análisis palinológico, con el fin de establecer con mayor detalle la evolución paleoecológica y paleoambiental de esta secuencia, que representa una sedimentación ininterrumpida desde la parte tardía del Mioceno Temprano hasta el Plioceno, inclusive.

---

## Trabajos previos

---

La literatura estratigráfica y paleontológica sobre el Neógeno del Surco de Urumaco es bastante extensa, consistiendo mayoritariamente en informes inéditos, anteriores a 1953. A partir de 1979 se han efectuado una serie de estudios de la Universidad Central de Venezuela, principalmente trabajos de grado también inéditos, que han enriquecido notablemente la información existente sobre esta región y que se encuentran sintetizados en Díaz de Gamero (1989) y Díaz de Gamero y Linares (1989). Todos estos estudios utilizan los foraminíferos como herramienta bioestratigráfica fundamental, con la mención de algunos moluscos particularmente abundantes. Asimismo, a partir de Royo y Gómez (1960), existen varios estudios sistemáticos y bioestratigráficos de los vertebrados provenientes de la Formación Urumaco (Díaz de Gamero y Linares 1989). Sin embargo, la mayor parte de la secuencia, en términos de espesor, no había sido adecuadamente estudiada bioestratigráficamente ya que consiste de facies esencialmente no marinas. Hambalek (1993) presentó el primer análisis palinoestratigráfico del Neógeno de la región, que sirve de base para el presente trabajo.

---

## Materiales y Métodos

---

### Trabajo de campo y tratamiento de las muestras

Se levantaron y muestrearon sistemáticamente cuatro secciones estratigráficas aflorantes en las quebradas El Troncón, La Paloma, El Paují y el río Urumaco (Fig. 1), obteniéndose una columna estratigráfica compuesta que representa la secuencia ininterrumpida desde la parte superior de la Formación Agua Clara hasta la Formación Urumaco, inclusive, más los miembros Chiguaje y Cocuiza de las formaciones Codore y San Gregorio (Fig. 2). Se seleccionaron cincuenta y tres (53) muestras poco meteorizadas de arcillitas y limolitas y se prepararon siguiendo la metodología usual en palinología: separación de la materia orgánica vegetal de la mineral mediante el tratamiento con ácido clorhídrico (10%) y ácido fluorhídrico (50%), seguida de centrifugación en solución de bromuro de Zinc (10%) y montaje en gelatina-glicerina. Se identificaron y cuantificaron todos los palinomorfos presentes: polen, esporas, algas de agua dulce, fitoplancton marino, membranas de foraminíferos, hongos y palinomorfos sin afinidad determinada, mediante la observación con microscopio de luz transmitida con objetivos de 40X y 100X.

### Asociaciones palinológicas y ambientes sedimentarios

Existe una buena relación entre el contenido de esporas y polen de los sedimentos de superficie y la composición de la vegetación de la cuenca de sedimentación, que permite inferir ciertas características de una a partir de la otra. Por lo tanto, la comparación de polen depositado en varios ambientes sedimentarios con las comunidades vegetales de la región, es de fundamental importancia para comprender la aplicación de la palinología a la solución de problemas inherentes en sedimentología, estratigrafía, paleoecología y otros aspectos de geología.

Para la interpretación paleoecológica de las secciones estudiadas se utilizaron 3 asociaciones palinológicas, construidas a partir de los estudios publicados hasta el momento, para el norte de Sudamérica (Delta del Orinoco y Guyana), en

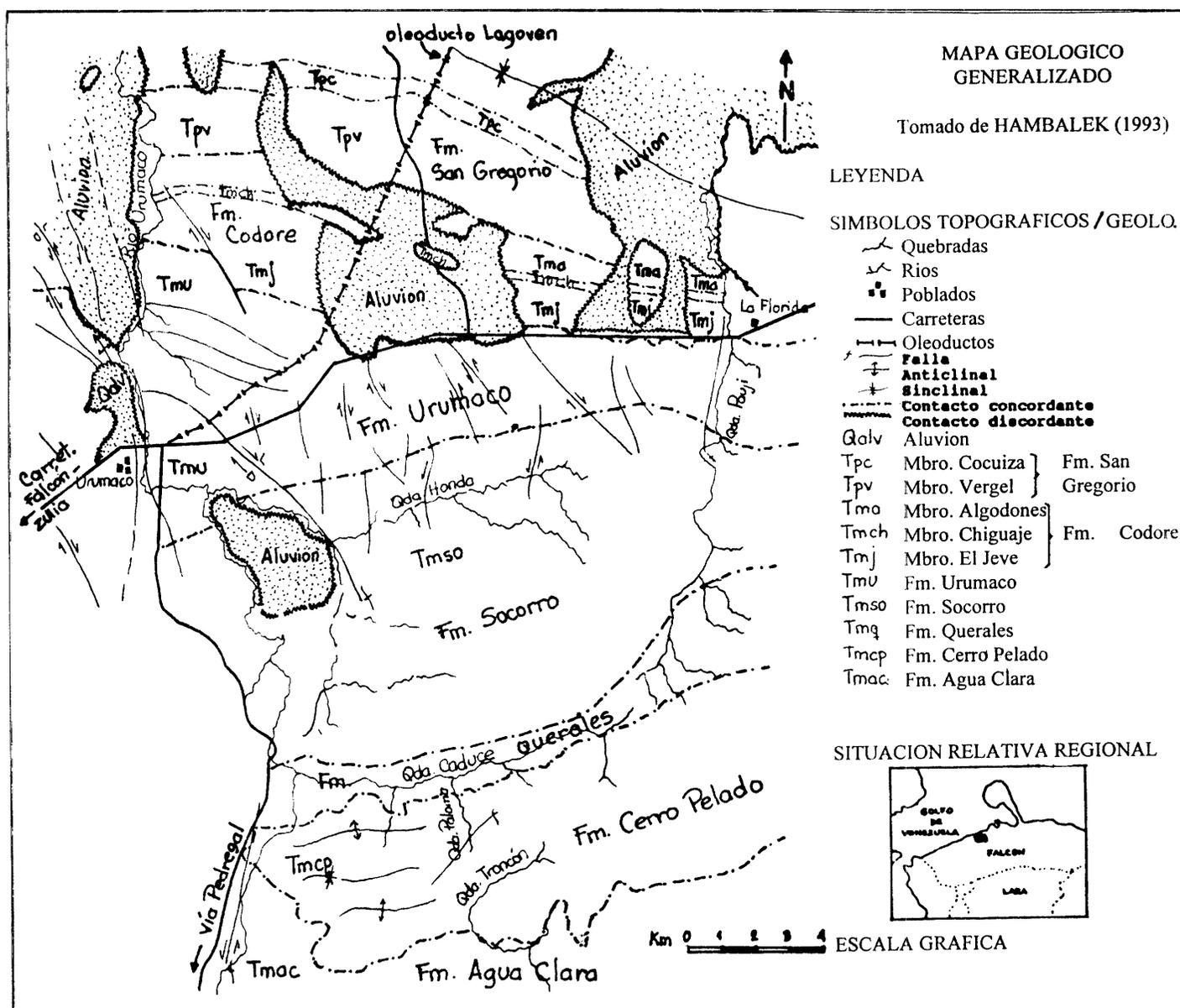


Figura 1: Mapa Geológico Generalizado (Hambalek 1993)

ambientes recientes (Muller 1959; van der Hammen 1963). También se usaron las afinidades taxonómicas conocidas del polen fósil con especies actuales (Lorente 1986). La figura. 3 muestra un transecto esquemático ilustrativo del modelo.

#### Asociación I. Bosques pluviales y sabanas.

Los bosques pluviales y las sabanas se desarrollan sobre todo en el delta superior sin influencia de las mareas, donde la variación en el

nivel de agua es estacional, debido al régimen de precipitaciones. De una forma muy general, los constituyentes más frecuentes de los bosques son las Bombacaceae, *Amanoa* y palmas. En la vegetación de sabanas, hay pronunciada alternancia estacional de humedad y sequía (con precipitación anual hasta 1.300 mm) y está dominada por gramíneas, ciperáceas, arbustos y árboles bajos. Los morichales (asociaciones casi monoespecíficas de la palma *Mauritia flexuosa*) son característicos

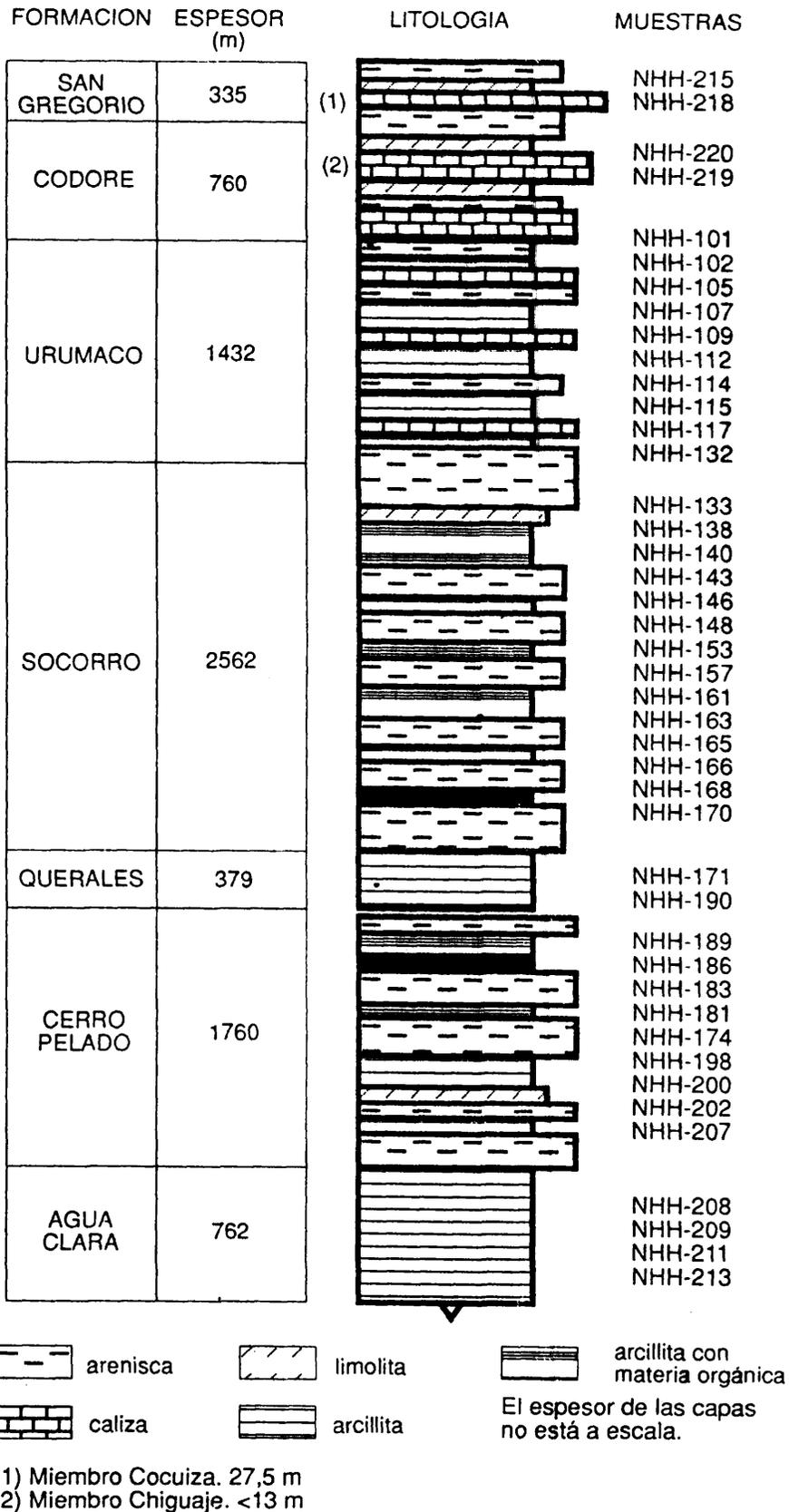


Figura 2. Columna estratigráfica general de la región de Urumaco, estado Falcón

en los fondos de valle inundados y *Curatella americana* es común entre los herbazales de gramíneas.

### Bosques pluviales

*Monoporites annulatus*, *Fenestrites spinosus*, *Psilaperiporites minimus*, y *Echitricolporites spinosus*. Otros palinomorfos presentes en subambientes acuáticos de sabana son las algas

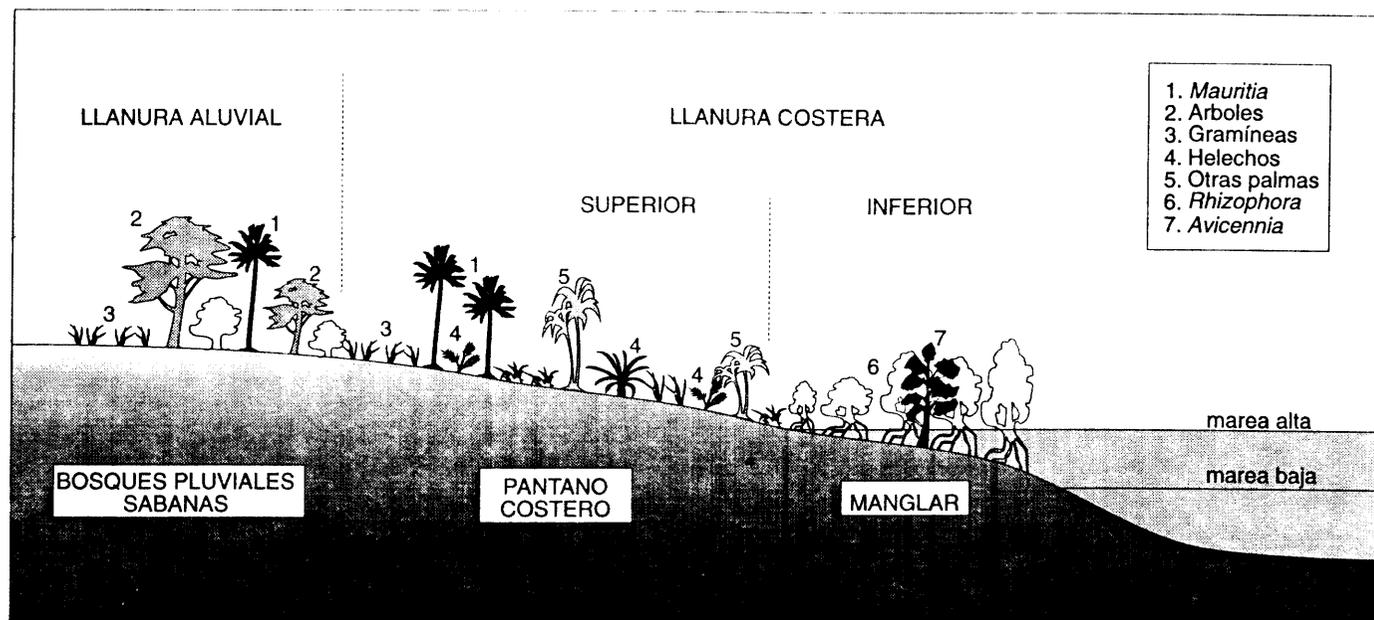


Figura 3. Transecto esquemático de los ambientes de sedimentación y los conjuntos vegetales costeros.

En general, el sedimento asociado a ambientes con desarrollo de vegetación de bosques pluviales, está caracterizado por presentar conjuntos de polen dominados por una o dos especies y abundantes restos de hongos. Las membranas de foraminíferos y los dinoflagelados marinos suelen estar ausentes. Entre las especies fósiles asociadas a sedimentos continentales de este tipo se encuentran: *Proxapertites operculatus*, *Proxapertites tertiaria* y *Retitricolporites guianensis*. También pueden estar presentes: *Jandufouria seamrogiformis*, *Mauritiidites franciscoi*, *Kuylisporites waterbolki*, *Bombacacidites baumfalki* y *Retitricolporites irregularis*.

### Sabanas

En aquellos sedimentos que corresponden a ambientes con desarrollo de la vegetación de sabana, se encuentran principalmente:

*Botryococcus* y *Pediastrum* y masas del helecho acuático *Azolla*, característicos también en otros subambientes de agua dulce.

### Asociación II. Pantanos costeros.

Este tipo de vegetación es propio de las partes medias y centrales de los deltas, donde la influencia de mareas es limitada, debido a la baja frecuencia de los eventos transgresivos que las alcanzan. El pantano costero puede estar inundado permanentemente o en forma estacional y está caracterizado por vegetación de bosque inundado que puede presentar localmente dominancia de helechos o de palmas. Algunas palmas como *Euterpe* sp. y *Manicaria sacchifera* ocupan extensas áreas en el delta central. La palma *Mauritia* sp. comienza a aparecer donde el bosque se hace menos alto, a medida que nos alejamos de la costa.

En general, el sedimento asociado a este tipo de vegetación, se caracteriza por la presencia

de pocas especies fósiles, siendo más abundantes los granos de polen de palmas como *Mauritiidites franciscoi* y *Psilamonocolpites medius*. También están presentes *Laevigatosporites vulgaris*, *Verrucatosporites usmensis*, *Corsinipollenites oculusnoctis* y *Bombacacidites baculatus*. Los restos de microplancton marino (dinoflagelados y foraminíferos) pueden estar presentes, pero en muy baja cantidad.

### Asociación III. Manglares.

Se caracteriza por ser un bosque uniforme, dentro del cinturón costero dominado por la influencia de mareas y formado principalmente por dos especies: *Rhizophora mangle* y *Avicennia nitida*. El límite de la distribución de *Rhizophora* corresponde al límite de influencia de agua salada. Al margen o donde el bosque es un poco más abierto el helecho *Acrostichum* puede ocurrir como maleza. Esta asociación forma cinturones a lo largo de costas y estuarios.

En los sedimentos neógenos de manglar estudiados hasta ahora, son abundantes los dinoflagelados marinos y las membranas de foraminíferos, así como los siguientes esporomorfos: *Zonocostites ramonae*, *Retitricolporites* sp. (tipo *Avicennia*), *Verrutricolporites rotundiporus*, *Perisyncolporites pokorny*, *Heterocolpites* sp. (tipo *Conocarpus*) y *Deltoidospora adriennis*.

## Resultados

### Estratigrafía

#### Formación Agua Clara.

**Litología.** Consiste predominantemente en arcillitas grises oscuras, ligeramente calcáreas, pobremente laminadas con delgados niveles de limolitas (Hambalek 1993).

**Espesor.** En la quebrada El Troncón se estudió sólo la sección superior y se midió un espesor de 762 m.

**Bioestratigrafía y edad.** No se observaron palinomorfos indicativos de edad. Se le asignó una edad Mioceno Temprano parte media, en base a su posición estratigráfica con la Formación Cerro Pelado suprayacente. De acuerdo a la literatura, la fauna de foraminíferos indica una edad

Mioceno Temprano (zonas de *Catapsydrax dissimilis* y *Catapsydrax stainforthi*) (Díaz de Gamero 1989).

#### Formación Cerro Pelado.

**Litología.** Está caracterizada por la presencia de potentes estratos arenosos intercalados con limolitas, arcillitas y lechos carbonosos (Hambalek 1993) (Fig. 2).

**Contactos.** Concordantes y transicionales con las unidades adyacentes.

**Espesor.** 1760 m, medido en las quebradas El Troncón y La Paloma.

**Bioestratigrafía y edad.** En base al conjunto palinológico presente, se pudo reconocer la Zona *Echitricolporites maristellae*-*Psiladiporites minimus* (parte tardía del Mioceno Temprano: Muller et al. 1987). Especies como *Psiladiporites minimus*, *Crototricolpites annemariae*, *Jandufouria seamrogiformis* y *Verrutricolporites rotundiporus* están presentes dentro de la zona.

#### Formación Querales.

**Litología.** Se caracteriza por ser de carácter predominantemente arcilloso, con esporádicos niveles arenosos (Hambalek 1993) (Fig. 2).

**Contactos.** Concordantes y transicionales con las unidades adyacentes.

**Espesor.** 379 m, medido en la quebrada Caduce.

**Bioestratigrafía y edad:** La presencia de la especie *Echitricolporites maristellae* permitió reconocer la parte superior de la Zona de *Echitricolporites maristellae*-*Psiladiporites minimus*, parte tardía del Mioceno Temprano (Muller et al. 1987). En estudios realizados con foraminíferos planctónicos por Díaz de Gamero et al. (1988) se determinó igualmente la edad Mioceno Temprano parte tardía, en base a las zonas de *Praeorbulina glomerosa* y *Globorotalia fohsi peripheroronda*.

#### Formación Socorro.

**Litología.** Se caracteriza por ser una secuencia de alternancia de areniscas generalmente espesas, arcillitas, limolitas, calizas delgadas y niveles carbonosos. Se definieron tres miembros

informales: El miembro inferior consiste en una secuencia alterna de areniscas, limolitas y arcillitas, con un espesor de 763 m; el miembro medio es de litología alternante de calizas, areniscas, arcillitas, limolitas y niveles carbonosos, con un espesor de 1108 m; el miembro superior, con un espesor de 691 m, presenta características similares al miembro inferior pero contiene escasos niveles calcáreos (Hambalek 1993)(Fig. 2).

**Contactos.** Concordante y transicional con las unidades adyacentes.

**Espesor.** 2546 m, medido en la quebrada El Paují.

**Bioestratigrafía y edad.** En las muestras analizadas no se encontraron palinomorfos indicativos de edad, sin embargo Guerra y Mederos (1988) identificaron la especie *Crassoretitriletes vanraadshooveni* en la misma sección estratigráfica, lo cual permitió reconocer la Zona de *Crassoretitriletes vanraadshooveni* (Mioceno Medio: Muller et al. 1987)

#### **Formación Urumaco.**

**Litología.** Se caracteriza por ser una secuencia variada, con niveles calcáreos y arenosos, alternados con arcillitas y limolitas, en capas de poco espesor (Hambalek 1993)(Fig. 2).

**Contactos.** Concordante con las unidades adyacentes.

**Espesor:** 1432 m, medido en la quebrada El Paují.

**Bioestratigrafía y edad.** Se reconoció la Zona de *Echitricolporites spinosus* (Mioceno Tardío: Muller et al. 1987), en base a la presencia de la especie marcadora: *Echitricolporites spinosus*. También están presentes: *Fenestrites spinosus*, *Proxapertites tertiaria*, *Bombacacidites baculatus*, *Multimarginites vanderhammeni* y *Psilaperiporites minimus*.

#### **Formación Codore.**

Esta Formación consta de tres miembros: El Jebe, Chiguaje y Algodones. Para este estudio, sólo se tomaron muestras del miembro medio, Chiguaje. Las características físicas de los miembros inferior y superior se tomaron de Santamaría (1986), quién estudió la unidad en el río Urumaco.

#### **Miembro El Jebe.**

**Litología.** Consiste esencialmente en limolitas y arcillas varicoloreadas.

**Contactos.** Concordantes y transicionales con la Formación Urumaco y el Miembro Chiguaje.

**Espesor.** 380 m en la sección del río Urumaco.

#### **Miembro Chiguaje.**

**Litología.** Se caracteriza por ser una secuencia de limolitas, arcillitas y calizas fosilíferas (Hambalek 1993).

**Contactos.** Concordantes y transicionales con los miembros El Jebe y Algodones.

**Espesor.** 12,80 m en la sección del río Urumaco.

**Bioestratigrafía y edad.** Los palinomorfos presentes permitieron reconocer la parte superior de la Zona de *Echitricolporites spinosus* (Muller et al. 1987). Se le asignó una edad Mioceno Tardío a Plioceno.

#### **Miembro Algodones.**

**Litología.** Se compone de areniscas friables, limolitas y arcillitas.

**Contactos.** Concordante y transicional con el Miembro Chiguaje y discordante con el Miembro El Vergel, de la Formación San Gregorio.

**Espesor.** 335 m, en el río Urumaco

#### **Formación San Gregorio**

Al igual que la unidad anterior, sólo se tomaron muestras del miembro medio, Cocuiza. Las características físicas del miembro inferior se tomaron de Santamaría (1986). El miembro superior, Río Seco, de carácter conglomerático, no aflora en la región del río Urumaco.

#### **Miembro El Vergel.**

**Litología.** Sucesión de limolitas, areniscas y niveles de gujarros.

**Contactos.** Discordante con el Miembro Algodones de la Formación Codore y concordante y transicional con el Miembro Cocuiza.

**Espesor.** 260 m en el río Urumaco

### Miembro Cocuiza.

**Litología.** Consiste de intercalaciones de limolitas, arcillitas y calizas conchíferas (Hambalek 1993).

**Contactos.** Transicional y concordante con el Miembro El Vergel. El contacto superior está cubierto por aluvión en la sección estudiada.

**Espesor.** 27,50 m en el río Urumaco.

**Bioestratigrafía y edad.** Los palinomorfos presentes permitieron reconocer la Zona de *Echitricolporites mcneillyi* (Plioceno: Muller et al. 1987). En base a la presencia de *Stephanocolpites evansii*, se puede correlacionar con la Zona de *Stephanocolpites evansii* (Lorente 1986).

## Evolución Paleoecológica y Paleoambiental

En base a la abundancia relativa de cada una de las asociaciones palinológicas definidas anteriormente y las edades asignadas a las formaciones, se llegó a la siguiente interpretación paleoecológica y paleoambiental de la secuencia en estudio (Fig. 4).

### Mioceno Temprano.

La sedimentación del Surco de Urumaco durante el Neógeno se inició en el Mioceno Temprano bajo condiciones marinas, representadas por la Formación Agua Clara, en la cual las características litológicas y palinológicas nos permiten ubicar la sección superior de dicha formación dentro de un ambiente deltáico en su parte más distal.

Esta secuencia, predominantemente lutítica, con esporádicos niveles limosos hacia el tope de la sección, corresponde a depósitos característicos de prodelta. En la figura 4, se observa el predominio de palinomorfos de ambientes marinos sobre granos de polen de ambientes continentales. El ambiente marino está representado por gran abundancia de microplancton y membranas de foraminíferos.

En el Mioceno Temprano se inició un evento regresivo representado por la sedimentación de la parte superior de la Formación Agua Clara, segui-

da de la Formación Cerro Pelado, cuyo marco ambiental fue un ambiente deltáico con características litológicas y palinológicas que corresponden a depósitos desde frente deltáico hasta litorales, con depósitos de barras playeras, lagunas o bahías, llanuras de mareas y marismas. Este evento regresivo se encontró claramente representado por el predominio de granos de polen de ambientes continentales sobre palinomorfos representativos de ambientes marinos (muestra NHH-207).

Las areniscas de la parte basal de la formación sugieren depósitos de barras en la boca de un canal distributivo, en un área de aguas muy someras. Esto está apoyado por la presencia de foraminíferos y por la abundancia de polen, probablemente transportado por los canales distributivos hasta el frente deltáico.

Las arcillitas grises con niveles de carbón y las arcillitas negras con alto contenido de materia orgánica vegetal representan depósitos de marismas, con abundante desarrollo de vegetación de pantano costero en la parte superior de la llanura costera y de manglar en aquellas áreas permanentemente inundadas de condiciones salobres. Esto sugiere la existencia de lagunas someras protegidas por barras playeras (muestras NHH-206 y NHH-207).

El predominio de ambientes fluviales aumentó hacia arriba, dando origen a depósitos con características típicas de llanura deltáica donde los grandes espesores de limolitas y arcillitas grises, indican depósitos de llanuras de inundación, con desarrollo de bosques pluviales para las áreas más continentales y pantanos costeros para aquellas áreas de la parte central de la llanura deltáica con depósitos de marismas (muestra NHH-198).

La parte basal de la sección superior de la Formación Cerro Pelado sugiere condiciones ambientales con un alto dominio de ambientes palustres, probablemente bajo un clima favorable para el desarrollo de vegetación densa representado por la presencia de lechos carbonosos. La presencia de microplancton marino y de polen de manglares, sugieren la existencia de ambientes de aguas salobres. Sin embargo, gran parte de estos depósitos palustres de la llanura costera fueron de aguas dulces, por encima del nivel de mareas, con desarrollo de abundante vegetación de la asociación pantano costero, ya que se observa un fuerte

predominio de palinomorfos correspondientes a este tipo de asociación vegetal (NHH-174).

Las secuencias de arcillitas grises presentes en esta sección superior de la Formación Cerro Pelado representan depósitos de llanuras de mareas en la zona supramareal, lo cual se refuerza por la ausencia de palinomorfos indicativos de aguas salobres y marinas como dinoflagelados o membranas de foraminíferos.

En la llanura aluvial se desarrollaron bosques pluviales con claro predominio de ambientes fluviales. Los pantanos costeros se hicieron presentes y dominantes, dando indicios claros de ambientes de marismas y llanuras de inundación de la llanura deltáica, como se observa en las muestras NHH-181 y NHH-183.

Hacia el tope de la unidad, las arcillitas grises laminadas son reflejo de la existencia aún de ambientes de marismas y lagunas, de extensión más reducida, con desarrollo de pantanos costeros donde todavía no existe predominio de las condiciones marinas, ya que se encuentran ausentes los palinomorfos marinos y en cambio están presentes representantes de aguas dulces como *Botryococcus* (muestra NHH-189).

El desarrollo de vegetación de manglar estuvo presente en las áreas lagunares de la llanura deltáica en su parte más distal, asociado a palinomorfos marinos como dinoflagelados y membranas de foraminíferos, que manifiestan el predominio de condiciones marinas.

En el tope de la Formación Cerro Pelado, los paquetes gruesos de areniscas, con gran extensión lateral, representan depósitos de barra en bocas de distributarios de frente deltáico, donde se pone de manifiesto el fenómeno de degradación del delta, dando inicio a un evento transgresivo para finales del Mioceno Temprano a Mioceno Medio, representado por la sedimentación de la Formación Querales, la cual es una secuencia lutítica constituida principalmente por espesas capas de arcillitas grises, laminadas, intercaladas con ciertos niveles de limolitas y areniscas delgadas con estratificación cruzada planar, muy bioturbadas, que son característicos de la sedimentación de ambientes prodeltáicos. La abundancia de microplancton y membranas de foraminíferos y la ausencia de polen son indicativos de condiciones marinas someras, de mar abierto (muestra NHH-190).

### **Mioceno Medio.**

En el Mioceno Medio existió un evento regresivo representado por la sedimentación de la Formación Socorro. El marco ambiental para el miembro inferior de la Formación Socorro fue un delta con preservación de depósitos fluvio-deltáicos paludales y llanuras de mareas que permiten diagnosticar procesos típicos de progradación.

Las capas gruesas de areniscas de la base de la Formación Socorro representan depósitos de barra en la boca de un distributario de la parte proximal. En las muestras NHH-172 a NHH-170, que se encuentran desde el tope de la Formación Querales hasta la base de la Formación Socorro, se presenta el predominio de polen de ambientes continentales sobre palinomorfos de ambientes marinos lo cual pone de manifiesto que el evento regresivo se manifiesta alrededor del contacto entre ambas. La asociación polínica corresponde a pantanos costeros con restos de palinomorfos de bosques pluviales, transportados por los ríos a través de sus canales distributarios. Al aumentar posteriormente el flujo de sedimentos terrígenos, se pone de manifiesto la progradación de la llanura deltáica, representada por depósitos de llanuras de mareas. Las capas gruesas de arcillitas grises que generalmente gradan a limolitas, son representativas de estos depósitos. Las costras de oxidación presentes en las areniscas y la ausencia de palinomorfos indican exposición subaérea, ya que bajo estas condiciones de oxidación, no es posible la preservación de los palinomorfos (muestra NHH-168b).

La presencia de algunas arcillitas marrones con abundante materia orgánica son indicativas de subambientes palustres asociados a la llanura deltáica. Posiblemente se trató de lagunas de aguas salobres (por la presencia de microplancton marino), que estaban separadas del mar por barras playeras y distantes de canales de mareas donde fue común el desarrollo de manglares y sedimentos arcillosos oscuros, con elevado contenido de materia orgánica (muestras NHH-166 y NHH-163).

El miembro medio de la Formación Socorro representa litológicamente la sedimentación en llanura deltáica con subambientes fluviales que

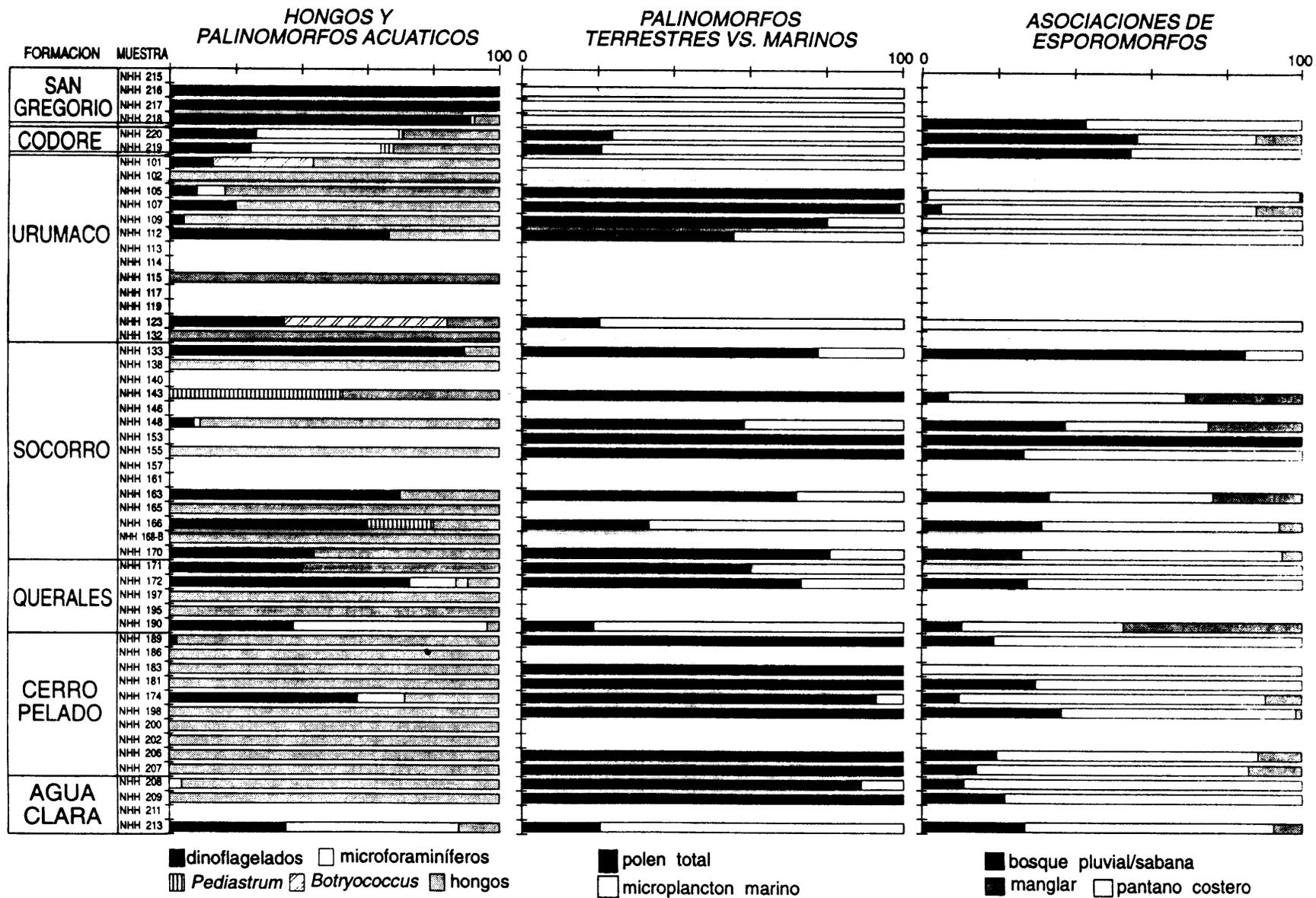


Figura 4. Diagrama sintético de los resultados paleoecológicos

gradaron progresivamente hacia arriba a ambientes de llanura costera baja de un complejo deltáico.

Las arcillitas grises y las limolitas indican ambientes de llanuras de mareas dentro de la zona inframareal a supramareal. La presencia de costras de oxidación y yeso y la ausencia de palinomorfos indican exposición subáerea (muestras NHH-161 y NHH-157).

Las arcillitas marrones oscuras, finamente laminadas con alto contenido de materia orgánica y los lechos carbonosos indican subambientes palustres de aguas dulces y condiciones favorables para el desarrollo de vegetación exuberante: bosques pluviales en la llanura aluvial y pantanos costeros y marismas en la llanura deltáica (muestras NHH-155 y NHH-153).

Los niveles de calizas tipo coquinoideas indican ambientes marinos someros bajo acción del oleaje, y se encuentran asociados a las arcillitas marrones con alto contenido de materia orgánica. Estas coquinas representan depósitos de tormentas sobre ambientes lagunares de aguas salobres detrás de barras playeras. Sin embargo, cabe mencionar que en estas lagunas salobres de aguas tranquilas, protegidas de la acción de mareas se desarrollaron bancos de *Crassostrea* asociados a manglares, lo cual está evidenciado por la asociación polínica de la muestra NHH-148, en la cual encontramos la asociación de manglar, microplancton y membranas de foraminíferos que nos indican la influencia marina.

Las capas gruesas de areniscas con gran extensión lateral, son representativas de barras playeras.

La litología de la base y tope del miembro superior es representativa de ambientes litorales con depósitos característicos de barras playeras. Las arcillitas grises laminadas intercaladas con limolitas representan depósitos de llanuras de marea en la zona supramareal. Las arcillitas marrones con alto contenido de materia orgánica vegetal intercaladas con arcillitas grises, representan depósitos de marismas dentro de la llanura deltáica. Hacia la parte media del miembro se observa un claro predominio de ambientes fluviales de llanuras de inundación. Las arcillitas grises laminadas, junto con la presencia de *Azolla* sugieren la presencia de lagunas de agua dulce en la llanura aluvial, que estarían rodeadas por bosques pluviales.

Hacia el tope del miembro superior se evidencia un predominio de condiciones más marinas con depósitos característicos de ambientes litorales. Las secuencias limosas con delgados niveles de areniscas son características de ambientes de llanuras de mareas en la zona supramareal. Los esporádicos niveles de coquinas arenosas con fauna de *Pecten* asociados a algunas arcillitas grises y marrones muy laminadas con abundante materia orgánica sugiere depósitos de tormentas sobre un ambiente lagunar protegido por barras playeras.

### **Mioceno Tardío.**

En el Mioceno Tardío predominaron los ambientes próximos costeros representados por la Formación Urumaco.

Las areniscas, relativamente delgadas, presentan estratificación cruzada planar con fauna de moluscos y bioturbación. Esto, junto con las calizas coquinoideas del miembro inferior de esta formación, es representativo de depósitos de barras playeras.

Las secuencias de arcillitas grises intercaladas con arcillitas marrones ricas en materia orgánica representan depósitos de marismas en condiciones climáticas favorables para el desarrollo de vegetación intensa, con salinidad variable ya que encontramos palinomorfos como microplancton marino y *Botryococcus*. La presencia de abundante polen de la asociación de pantanos costeros sugiere la existencia de este tipo floral desarrollada en la llanura costera, en la zona supramareal (muestra NHH-123).

Los bancos de *Crassostrea* indican barreras litorales que separaban el mar abierto del complejo lagunar en determinado momento de la evolución del mismo. Las arcillitas grises intercaladas con limolitas fosilíferas sugieren depósitos de llanuras de mareas intermareal a inframareal. Las areniscas en capas delgadas sugieren mayor energía dentro del medio. Las costras de oxidación en las areniscas, y yeso en las limolitas indican exposición aérea lo cual se evidencia por la ausencia de palinomorfos en las muestras dentro de este miembro (muestras NHH-119 a NHH-113).

En el marco ambiental para el miembro superior de la Formación Urumaco se generaron depósitos con alto predominio de subambientes

fluviales de la llanura costera.

Las arcillitas grises, con muy esporádicos niveles de arcillitas marrones ricas en materia orgánica representan ambientes de llanuras de mareas en la zona supramareal. En este ambiente se desarrollaron pantanos costeros (muestras NHH-112, NHH-109 y NHH-105), con vegetación densa y depósitos paludales de aguas dulces ricos en materia orgánica dentro de este subambiente, representados por los niveles de arcillitas marrones. Hacia la parte superior del miembro, la llanura deltáica degrada, encontrando secuencias similares con mayor predominio de los ambientes palustres de aguas salobres y desarrollo de vegetación de manglares (muestra NHH-107).

Las delgadas capas de areniscas y la escasa presencia de ejemplares marinos como microplancton y membranas de foraminíferos transportados por las mareas, indican flujos de mayor energía dentro del medio Fig. 4, muestras NHH-112, NHH-109, NHH-107 y NHH-105). La presencia de yeso en las limolitas y la ausencia de palinomorfos, indican exposición subaérea (muestra NHH-102).

Hacia el tope se presentan condiciones más marinas, con la presencia de dos niveles calcáreos, coquinas con fauna de *Ostrea*, *Pecten* y *Turritella*, que indican zonas submareales probablemente asociadas a bahías interdistributarias o ambientes lagunares cercanos a los canales de mareas. Estas condiciones de salinidad alterna quedan evidenciados por la presencia de palinomorfos de aguas marinas y aguas dulces a salobres como microplancton asociado a *Botryococcus* (muestra NHH-101).

### Plioceno.

A finales del Mioceno Tardío y Plioceno Temprano, después de la sedimentación del Miembro El Jefe de la Formación Codore en ambientes fluviales (Santamaría 1986), se inició un evento transgresivo representado por la sedimentación del Miembro Chiguaje, de la Formación Codore. El marco ambiental de este miembro, representa una invasión marina sobre la llanura costera, con importante influencia mareal. En este medio se desarrollaron ambientes de poca profundidad de la zona submareal, intramareal inferior a plataforma

somera, respaldada por la asociación de moluscos y de secuencias gradadas de arcillitas y limolitas de la zona submareal o plataforma. Al observar la figura 4, vemos el predominio de palinomorfos marinos lo cual pone de manifiesto esta invasión marina. Dentro de los palinomorfos marinos tenemos microplancton y membranas de foraminíferos. La abundancia de polen transportado y la presencia de restos de palinomorfos de aguas dulces como *Botryococcus* y *Pediastrum* indican la cercanía a la costa (muestras NHH-219 y NHH-220). El Miembro Algodones, de la Formación Codore, representa el regreso a una sedimentación continental (Santamaría 1986).

El Miembro Cocuiza de la Formación San Gregorio representa una invasión marina sobre el plano aluvial del Miembro El Vergel en el Plioceno.

La alternancia de calizas y areniscas conchíferas con moluscos indicativos de mar abierto y condiciones de oleaje moderado con lutitas y limolitas de la zona submareal a plataforma interna, lo que indica que las condiciones ambientales variaron repetidas veces entre la zona litoral y la plataforma interna somera. En la figura 4, se observa predominio de palinomorfos marinos y ausencia de polen. El ambiente marino está representado por la abundancia de dinoflagelados, lo que indica aguas no muy someras, donde no llegaban a sedimentarse esporomorfos (sedimentación alejada de la costa).

---

## Conclusiones

---

La sedimentación del Surco de Urumaco para el Neógeno, se inició en el Mioceno Temprano con la depositación de la Formación Agua Clara. Posterior a este evento, se pone de manifiesto un claro evento regresivo (deltáico) para el Mioceno Temprano en su parte media (Zona de *Echitricolporites spinosus*-*Psiladiporites minimus*), condiciones bajo las cuales se sedimentó la Formación Cerro Pelado, culminando en la parte tardía del Mioceno Temprano con la secuencia predominantemente lutítica de la Formación Querales que indica una fase transgresiva.

En el Mioceno Medio se dio inicio a una nueva etapa de progradación deltáica con la sedimentación de la Formación Socorro, dentro de la

Zona de *Crassoretitriletes vanraadshooveni*. Posteriormente, durante el Mioceno Tardío, Zona de *Echitricolporites spinosus*, se inició la sedimentación de la Formación Urumaco dentro de un marco ambiental próximo costero, con tasas de sedimentación relativamente bajas.

La Formación Codore inició su depositación con el Miembro El Jebe bajo condiciones netamente fluviales. El Miembro Chiguaje representa una invasión marina sobre la llanura aluvial durante el Mioceno Tardío a Plioceno (parte superior de la Zona de *Echitricolporites spinosus*), continuando la sedimentación del Miembro Algodones bajo condiciones netamente continentales.

En el Plioceno las condiciones fluviales se mantuvieron durante la depositación del Miembro El Vergel de la Formación San Gregorio, manifestándose posteriormente una invasión marina en la sedimentación del Miembro Cocuiza, de edad Plioceno, dentro de la Zona de *Echitricolporites mcneillyi*, y volviendo a condiciones continentales para la depositación del Miembro Río Seco.

En base a la información palinológica, se puede interpretar que la Formación Socorro se depositó en un ambiente deltáico con un amplio rango de subambientes que oscilaron desde la línea de costa del delta inferior hasta subambientes netamente fluviales de la llanura deltáica superior, a diferencia de la Formación Cerro Pelado que representa el delta central y el inferior.

Los depósitos paludales representados por arcillitas marrones con alto contenido de materia orgánica (litología principal portadora de vertebrados fósiles de la región cercana a la población de Urumaco) presentes en las formaciones Socorro y Urumaco, no corresponden sólo a depósitos pantanosos de agua dulce, sino también a ambientes paludales con conexión esporádica al mar, como lagunas de aguas salobres, protegidas por barras playeras, ya que la mayoría de las muestras de este tipo de litología presentan microplancton marino y foraminíferos, asociadas generalmente a vegetación de manglar y en contacto con niveles de moluscos del género *Crassostrea*.

---

## Referencias

---

Díaz de Gamero, M. L. 1989. El Mioceno Tempra-

- no y Medio de Falcón septentrional. GEOS, v. 29, p. 25-35.
- Díaz de Gamero, M. L. y Linares, O. 1989. Estratigrafía y paleontología de la Formación Urumaco, Mioceno. VII Congreso Geológico Venezolano, Memorias, v. I, p. 420-435.
- Díaz de Gamero, M.L., Mitacchione, V. y Ruiz, M. 1988. La Formación Querales en su área tipo, Falcón Noroccidental, Venezuela. Boletín de la Sociedad Venezolana de Geólogos, v. 34, p. 34-46.
- Guerra, A. y Mederos, S. 1988. Estudio sedimentológico y bioestratigráfico de una zona ubicada entre las poblaciones de Urumaco y Sabaneta, Estado Falcón. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geología. Universidad Central de Venezuela. 172 p. Inédito.
- Hambalek, N. 1993. Palinestratigrafía del Mioceno de la región de Urumaco, Falcón Noroccidental. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geología. Universidad Central de Venezuela. 168 p. Inédito.
- Lorente, M. A. 1986. Palynology and Palynofacies of the Upper Tertiary in Venezuela. J. Cramer, Berlin. 224 p. (Dissertationes Botanicae, Band 99).
- Muller, J. 1959. Palynology of Recent Orinoco delta and shelf sediments. Micropaleontology, v. 5, n. 1, p. 1-32.
- Muller, J., De Di Giacomo, E. y Van Erve, A. 1987. A Palynological zonation for the Cretaceous, Tertiary, and Quaternary of northern South America. American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions series, v. 19, p. 7-76.
- Royo y Gómez, J. 1960. Vertebrados de la Formación Urumaco. Estado Falcón. III Congreso Geológico Venezolano, Memorias, v. II, p. 506-510.
- Santamaría, R. 1986. Estudio sedimentológico y bioestratigráfico de la región de Urumaco, Estado Falcón. Universidad central de Venezuela, Trabajo Especial de Grado, 214 p. Inédito.
- Van der Hammen, T. 1963. A palynological study on the Quaternary of British Guiana. Leidse Geologische Mededelingen, v. 29, p. 125-180.