



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA SUR

ÁREA INTERDISCIPLINARIA DE CIENCIAS DEL MAR
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA MARINA

LITOLOGÍA Y AMBIENTES DE DEPÓSITO DE LA FORMACIÓN TEPETATE EN EL ARROYO EL CONEJO, BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO

TESIS

QUE COMO REQUISITO PARA
OBTENER EL TÍTULO PROFESIONAL DE:

GEÓLOGO

PRESENTA

ALEJANDRO VÁZQUEZ GARCÍA

La Paz, B.C.S., Diciembre de 1996

AGRADECIMIENTOS

Agradezco de antemano a todas aquellas personas que participaron y apoyaron a la realización de esta tesis de licenciatura, muy especialmente al Dr. Tobias Schwennicke quien fungió como director y revisor de tesis y al Dr. José El Parado Jaime quien me otorgó las facilidades en todos los aspectos de principio a fin y revisó este trabajo. Al Dr. Alejandro Alvarez Arellano quien de igual forma revisó este escrito. Al Naftalí de Anda Franco quien me ayudó en labores técnicas, tales como la elaboración de láminas delgadas. A la Dra. Ana Luisa Carrero quien hizo el análisis micropaleontológico, determinando ambientes y edad de los microfósiles. Al Dr. Carlos Gall Olivier quien me proporcionó mucho de su material bibliográfico. Al Dr. Yaacov Nathan por sus asesorías en relación a los granos fosfáticos. A la estudiante de Geología María de los Angeles Romero de la Toba quien me ayudó a la realización de algunos dibujos. A la Universidad Autónoma de Baja California Sur por todos los trámites e impresión de esta tesis. Y a todas aquellas personas que de alguna manera contribuyeron en la elaboración de este trabajo.

DEDICATORIA

A mis padres:

Ezequiel y Guadalupe

A mis hermanos:

M: Patricia

Omar E.

Xochitl Guadalupe

A mis tios:

Roberto

Vicky

María

A mis hijos:

Pablo Alejandro

Jorge (Titi)

INDICE

	Pag.
Indice de figuras.....	1
Indice de anexos.....	4
Resumen.....	5
Introducción.....	7
Objetivos.....	7
Localización y vías de acceso.....	7
Antecedentes.....	7
Metodología.....	9
Resultados y discusión.....	13
Petrografía y petrología.....	13
Minerales, aloquímicos y fragmentos de roca.....	13
Feldespato.....	13
Cuarzo.....	14
Mica.....	14
Minerales pesados.....	15
Glauconita.....	15
Pedernal.....	16
Granos fosfáticos.....	16
Peloides carbonáticos.....	18
Fragmentos de roca.....	19
Rocas.....	20
Fangolitas.....	20
Limolitas.....	21
Arenisca.....	21
Caliza.....	24
Coquina y coquina conglomerádica.....	25
Diagénesis.....	26

Estructuras sedimentarias.....	32
Estratificación.....	32
Estratificación paralela y laminación.....	32
Estratificación cruzada planar y curvada.....	33
Estratificación en hamaca (Hummocky cross-stratification).....	33
Gradación.....	34
Canal.....	34
Marcas.....	35
Ondulitas.....	35
Marcas de corriente.....	36
Estructura de despegue.....	36
Estructuras de deformación penecontemporánea.....	37
Estratificación convoluta.....	37
Estructura por escape de agua.....	38
Estructura de bola y almohada (ball-and-pillow structure).....	39
Estructura de flama.....	40
Estructura por caída de objetos (dropstone).....	40
Paleontología.....	42
Microfósiles.....	42
Macrofósiles.....	43
Foraminíferos.....	43
Erizos.....	43
Bivalvos.....	44
Ostras.....	45
Gasterópodos.....	45
Esponjas.....	45
Corales.....	46
Restos de plantas.....	46
Icnofósiles.....	47
Tipo A (<i>Skolithos sp.</i>).....	47
Tipo B (<i>Thalassinoides sp.</i>).....	48

Tipo C (<i>Ophiomorpha nodosa</i>).....	49
Tipo D (Rastros de bivalvo).....	50
Tipo E (<i>Chondrites</i>).....	51
Tipo F (Rastros de erizo).....	51
Tipo G (<i>Gyrolithes</i>).....	52
Tipo H (<i>Planolites sp.</i>).....	53
Tipo I.....	54
Icnofacies.....	55
Facies sedimentarias e interpretación.....	57
Facies 1: Fangolita-limolita (plataforma interna).....	57
Facies 2: Limolita (transición plataforma interna-playa frontal inferior).....	58
Facies 3: Arenisca de grano fino (playa frontal inferior).....	59
Facies 4: Tempestita (playa frontal inferior).....	60
Facies 5: Limolita arcillosa (playa frontal inferior).....	61
Facies 6: Arenisca de grano fino-medio (playa frontal superior).....	62
Ambiente de depósito.....	64
Conclusiones.....	69
Recomendaciones.....	72
Anexos.....	73
Bibliografía	

INDICE DE FIGURAS

	Pag.
Figura 1. Mapa de localización del área de estudio.....	11
Figura 2. Mapa de ubicación de las secciones de estudio.....	12
Figura 3. Arenisca feldespática micrítica de la parte media de la sección 2. Etapas de fosfatización (C, D y E). A. Micrita, B. intraclasto con granos fosfatizados y glauconitizados en su interior (oscuros y punteados respectivamente), C. etapa de fosfatización superficial en testas de <i>Pseudophragmina</i> con poco retrabajamiento, D. foraminífero bien fosfatizado sin una forma bien definida y con regular retrabajamiento y E. grano peloidal más fosfatizado y retrabajado.....	18
Figura 4. Arenisca feldespática de la parte media de la sección 2. A. Micrita, B. alga roja micritizada, C. feldespato (andesina), D. mica y E. cuarzo.....	22
Figura 5. Arenisca feldespática de la parte superior de la sección 2. A. Zeolita como cemento, B. feldespato, C. cuarzo, D. fragmento de roca volcánica, E. intraclasto limo-arcilloso, F. fragmento de roca metamórfica (esquistos) y G. fragmento de roca metamórfica (gneiss).....	23
Figura 6. Caliza (biomicrita) como intraclasto en una tempestita de la sección 2 a los 21 m de la base. A. Micrita, B. <i>Pseudophragmina</i> reemplazándose por calcedonia en su parte media y C. bioclasto parcialmente fosfatizado.....	24

- Figura 7. Etapas de hematización y goetización y formación de granos sin estructura interna bien redondeados a partir de bioclastos. A. Depósito de foraminífero planctónico sobre fango, B. hematización y goetización a través de aberturas naturales y poros dentro de un foraminífero y con poco retrabajamiento y C. grano peloidal completamente oxidado y bien retrabajado..... 30
- Figura 8. Laminación y estratificación cruzada planar en arenisca con contactos irregulares por erosión y bioturbación. Sección 2, areniscas de la parte media..... 32
- Figura 9. Estratificación cruzada curvada en coquina arenosa. Abajo, límite erosivo con marcas de corriente con dirección de flujo de este a oeste. Sección 2 a los 12.65 m..... 33
- Figura 10. Ondulitas aisladas dentro de arenisca con lentes de foraminíferos. Las líneas verticales irregulares en la parte superior son diaclasas. Sección 2 a los 36 35
- Figura 11. Estructura primaria de despegue (parte media) que separa a dos tempestitas. En ambos depósitos por tormentas existe gradación incipiente. Sección 2 a los 16 m..... 36
- Figura 12. Estratificación convoluta en arenisca. Arriba contacto erosivo representando la base de una tempestita. Sección 2 a los 17.70 m..... 37
- Figura 13. Estructura formada por escape de agua dentro de una arenisca. Las testas de los foraminíferos son un buen indicador para delimitar la dirección del flujo durante la deformación. Se ubica en la sección 2 a los 19.7 m..... 38
- Figura 14. Estructura de bola y almohada conformada de foraminíferos y arena rodeada por una matriz arenosa. Se ubica en la sección 2 a los 18 m 39
- Figura 15. Estructura en forma de flama compuesta de arena y la cual penetra en una capa de coquina. Se ubica en la sección 2 a los 19.5 m..... 40
- Figura 16. En la parte media se observa el clasto (dropstone) y por abajo de

este los estratos deformados cóncavamente. Se ubica en la sección 2 a los 17.73 m.....	41
Figura 17. Icnofósil tipo A (<i>Skolithos sp.</i>). Vista lateral. Se ubica en la sección 2 a los 16 m.....	47
Figura 18. Icnofósil tipo B (<i>Thalassinoides sp.</i>). Vista en planta. Se ubica en la parte superior de la sección 2.....	48
Figura 19. Icnofósil tipo C (<i>Ophiomorpha nodosa</i>). Vista en planta. Parte superior de la sección	49
Figura 20. Icnofósil tipo D (rastros de bivalvos). Vista lateral. Se ubica en la sección 1 a los 13 m.....	50
Figura 21. Icnofósil tipo E (<i>Chondrites</i>). Vista en planta. Se ubica en la base de la sección 2.....	51
Figura 22. Icnofósil tipo F (rastros de erizo). Vista lateral. Se ubica en la sección 1 a los 13 m.....	52
Figura 23. Icnofósil tipo G (<i>Gyrolithes</i>). Vista lateral. Se ubica en la sección 1 a los 13 m.....	53
Figura 24. Icnofósil tipo H (<i>Planolites</i>). Vista en planta. Se ubica en la sección 1 a los 22 m.....	53
Figura 25. Icnofósil tipo I (semejante a <i>Dactiloidites</i>). Vista en planta. Se ubica en la sección 2 a los 17.7 m.....	54
Figura 26. Correlación de secciones compuestas condensadas, con facies sedimentarias y sus respectivos ambientes de depósito.....	66
Figura 27. Modelo de depósito del material que conforma a la Formación Tepetate en el arroyo El Conejo.....	68

INDICE DE ANEXOS

	Pag.
Anexos.....	73
Anexo 1. Simbología de las secciones.	
Anexo 2. Sección 1 (tributario del arroyo El Conejo).	
Anexo 3. Sección 2 (arroyo El Conejo).	
Anexo 4. Porcentaje de granos a partir de láminas delgadas de las secciones 1 y 2.	
Anexo 5. Parámetros texturales y clasificación de las rocas analizadas en las secciones 1 y 2.	
Anexo 6. Especies de foraminíferos y géneros de ostrácodos.	

RESUMEN

Se distinguen seis facies en rocas sedimentarias de origen marino pertenecientes a la Formación Tepetate (Paleoceno Superior-Eoceno Inferior) que afloran en el arroyo El Conejo, B.C.S., México. La Facies 1 está representada por fangolitas y limolitas con laminación y estratificación cruzada incipiente de escala pequeña. El contenido paleontológico en estas rocas son erizos, corales, gasterópodos, bivalvos, foraminíferos y ostrácodos, algunos como agrupaciones autóctonas con ligero transporte post-mortem y la existencia de fragmentos de vegetación alóctona terrestre. La bioturbación fue intensa y los únicos rastros de organismos son de erizos y *Chondrites* los cuales son comunes para la icnofacies de *Cruziana*. La Facies 2 comprende a limolitas con estratificación paralela, cruzada y ondulada poco clara. Los bioclastos son de equinodermos, foraminíferos, bivalvos y ostrácodos. La bioturbación fue poco intensa; sin embargo se observan pocos ejemplares de icnofósiles, tales como rastros de erizo, bivalvos y esporádicos *Skolithos sp.*, indicando una asociación de icnofacies del tipo *Cruziana-Skolithos*. La Facies 3 compuesta por areniscas feldespáticas micríticas de grano fino son las rocas con mayor claridad en sus estructuras sedimentarias. Algunas de estas son: estratificación paralela, en hamaca, cruzada planar y curvada, laminación, ondulitas, estructura de despegue y canal; también se presentan estructuras de deformación penecontemporánea tales como estratificación convoluta, escape de agua, bola y almohada y de flama. Los fósiles son muy abundantes, sobresaliendo los macroforaminíferos bentónicos (*Pseudophragmina*) que llegan a conformar estratos de coquina casi completamente. Algunos de estos fósiles se encuentran glauconitizados y fosfatizados. Los icnofósiles son del tipo *Skolithos sp.* La Facies 4 está representada por coquinas conglomerádicas arenosas compuestas por clastos intracuencales de caliza y arenisca y extracuencales de origen volcánico. Los depósitos de esta facies se exhiben en forma de capas y como relleno de canal. Las estructuras singenéticas son: estratificación cruzada, paralela, gradación, marcas de corriente y canal. Paleontológicamente es la facies con mayor abundancia pero con menor preservación en sus fósiles. Algunos de estos son macroforaminíferos, esponjas, corales, erizos, ostras y gasterópodos. El icnofósil *Skolithos sp.* es el único rastro en esta facies. La Facies 5 compuesta por delgados estratos de limo y arcilla se ubica en forma intercalada en la parte inferior de la Facies 3. Contiene estratificación cruzada planar y curvada y laminación. Los fósiles presentes son fragmentos de plantas de origen continental, foraminíferos, radiolarios, diatomeas y ostrácodos. Los rastros de

organismos son del tipo *Thalassinoides sp.* y *Skolithos sp.* La Facies 6 representa a areniscas feldespáticas de grano fino-medio con relativo gran aporte de material volcánico. Las estructuras sedimentarias del tipo estratificación cruzada y ondulada son muy escasas y poco claras, posiblemente debido a la uniformidad de granos y homogeneidad del cemento zeolítico. El contenido biogénico y carbonatos disminuyen considerablemente en esta facies; sin embargo los icnofósiles son abundantes y bien claros. Estos icnofósiles del tipo *Ophiomorpha nodosa*, *Thalassinoides sp.*, *Planolites sp.* y *Skolithos sp.* comprenden a la icnofacies de *Skolithos*.

La Facies 1 comprende la plataforma interna sin influencia de oleaje normal; pero afectada por el nivel máximo de olas originadas por tormentas. La Facies 2 indica la zona de transición entre la plataforma interna y la playa frontal inferior con un incremento gradual en el nivel de energía. Los sedimentos de la Facies 3 se depositaron por arriba del nivel base de oleaje fuerte sobre la playa frontal inferior con cambios súbitos de energía debido a que fue una zona de paso de tempestitas originada por flujos de retorno. Estos flujos erosionaron el fondo oceánico conformando canales, los cuales la mayoría fueron rellenados posteriormente por tempestitas proximales (Facies 4) depositadas parcialmente como flujos de escombros. Otras capas de tempestitas más extensas sin canalizar también fueron depositadas sobre la playa frontal inferior. Dentro de la Facies 3 se ubica la Facies 5 formada por resuspensión y posiblemente con influencia de corrientes generadas por tormentas. La Facies 6 se formó sobre la playa frontal superior y representa la zona de paso (bypass) de material de tempestitas proximales.

Por lo anterior, la Formación Tepetate en esta localidad representa una secuencia marina regresiva poco profunda que abarca ambientes de depósito de la plataforma interna a la playa frontal superior con influencia de tormentas. Estas últimas provocaron el transporte post-mortem de una gran cantidad de macroforaminíferos bentónicos (poco fosfatizados) de ambiente lagunar hacia la cuenca de depósito.

INTRODUCCION

Objetivos

A través de estudios litológicos y sedimentológicos se pretendió determinar la litología y los antiguos ambientes de depósito de las rocas sedimentarias de origen marino pertenecientes a la Formación Tepetate en afloramientos en el arroyo El Conejo. Otro objetivo de este estudio es el de cumplir con el requisito para obtener el título de Licenciado en Geología en el Departamento de Geología Marina tal como lo exige la Universidad Autónoma de Baja California Sur.

Localización y vías de acceso

El área de estudio se ubica en la parte sur de la península de Baja California al oeste de la bahía de La Paz (figura 1). Este trabajo comprende dos secciones litológicas a detalle. Una se encuentra al sur del arroyo El Conejo en un tributario del mismo, sus coordenadas son $24^{\circ} 09' 29''$ latitud norte y $110^{\circ} 55' 00''$ longitud oeste. La segunda sección se encuentra a 500 m al norte de este punto, en el arroyo El Conejo, sus coordenadas son $24^{\circ} 09' 42''$ latitud norte y $110^{\circ} 55' 35''$ longitud oeste (figura 2).

El acceso es por vía terrestre a través de la carretera transpeninsular La Paz-Tijuana, en los kilómetros 76 y 76.5. La primera sección (S1) se ubica 50 m a la derecha de la carretera y la segunda sección (S2) 200 m a la izquierda del camino.

ANTECEDENTES

Las rocas terciarias más antiguas de la parte sur de la península de Baja California se encuentran en su margen occidental y en su parte central. Heim (1922) denominó por primera vez como Formación Tepetate a una secuencia de areniscas y lutitas de origen marino, debido a que las descubrió en y cerca del Rancho Tepetate y en el arroyo El Colorado, aproximadamente a 36 km al noroeste del área de estudio. Beal (1948) realizó un reconocimiento geológico en gran parte de la península de Baja California y ubicó esta formación en tres áreas generales, todas localizadas en el margen del Océano Pacífico. Interpretó estas rocas como depósitos deltáicos y costeros. Mina-

Uhink (1957) determinó que desde el Rancho de Santa Rita (km 157 de la carretera transpeninsular) hasta el arroyo El Conejo, existe una secuencia de 1 300 m de espesor de la Formación Tepetate y le asignó edades del Eoceno Inferior al Eoceno Medio. Interpretó a estos estratos como depósitos de mares de poca profundidad y neríticos ; localmente con condiciones de delta y costa. Knappe (1974) realizó un estudio micropaleontológico en el arroyo El Datilar, al sur del arroyo El Colorado (figura 1) y concluyó que la secuencia de areniscas y lutitas que conforman a la Formación Tepetate, son el resultado del depósito sobre el talud medio y superior durante el Eoceno Inferior. Fulwider (1976), a través de un estudio bioestratigráfico en los arroyos Salada y Colorado, determinó que la Formación Tepetate es de edad Cretácico Superior-Eoceno Inferior. Subdividió a esta en tres miembros que llamó "Cannonball Member", "Interbedded Member" y "Crossbedded Member", conformados litológicamente por areniscas, fangolitas y limolitas arenosas y areniscas con alternancia de limolitas respectivamente. En base a los microfósiles sugirió que los sedimentos de estas rocas se depositaron en la zona del talud continental, en un complejo de abanico submarino. Galli-Olivier *et al.* (1986) realizaron un trabajo en la localidad del presente estudio, en el arroyo El Conejo y determinaron que el ambiente de depósito fue intermitente de alta energía, en un canal o valle submarino en el talud continental. Squires (1991) hizo un estudio comparativo de la macrofauna ubicada en afloramientos de la Formación Bateque (Mina-Uhink, 1957), ubicada en el noroeste de Baja California Sur y la parte media superior de la Formación Tepetate en el arroyo El Conejo. Correlacionó ambas formaciones bioestratigráficamente en el "Estadio Capey" (Eoceno Inferior) . El depósito de este estadio perteneciente a la Formación Bateque fue sobre la plataforma continental. Vázquez-García *et al.* (1995) sugirieron en base a un estudio preliminar que la sedimentación de la Formación Tepetate en el arroyo El Conejo estuvo influenciada por oleaje, asociada a etapas súbitas de grandes tormentas en la plataforma continental. Vázquez-García (1996) en El Conejo sugirió que la Formación Tepetate representa una secuencia regresiva poco profunda que abarca ambientes desde la plataforma interna hasta la playa frontal con influencia de tormentas. Vázquez-García y Schwennicke (1996) en las localidades de El Conejo y El Aguajito (figura 1) dentro de la misma formación reportaron la existencia de paleocanales y sugirieron que estos fueron formados por flujos de retorno de fondo (bypass tempestites) en la plataforma continental originados durante fuertes tormentas. Schwennicke *et al.* (1996) realizaron un mapa geológico 3 km al este de El Conejo en la región del arroyo El Aguajito. Reportaron que la Formación Tepetate es sobreyacida con una discordancia erosiva angular por el Miembro San Juan de la Formación El Cien (Oligoceno Superior). Plata-Hernández *et al.* (1996) en El

Aguajito y El Conejo presentaron evidencias para procesos fosfogenéticos durante la depositación de la Formación Tepetate, delimitando por el momento la etapa de fosfogénesis más antigua de Baja California Sur.

En base a los antecedentes antes mencionados, es evidente que actualmente no existen trabajos sedimentológicos a detalle que hayan determinado el ambiente de depósito de la Formación Tepetate, de ahí la importancia que tiene este estudio.

METODOLOGIA

Gabinete

Se hizo una recopilación de mapas y publicaciones relacionadas a la Formación Tepetate, así como de la historia geológica y tectónica de la región. Además se llevó a cabo la planeación y realización de una salida de campo para la selección de los lugares más apropiados para su estudio.

Campo

Se realizaron dos secciones geológicas a detalle en los lugares seleccionados (figura 2). Estas se llevaron a cabo con cinta y brújula, tomando en cuenta cada decímetro de la sección en forma lateral y horizontal. Se subdividió la sección en paquetes de rocas con similitud sedimentológica y paleontológica y algunos otros parámetros (e.g. dureza). En cada uno de estos paquetes de rocas se hizo el respectivo muestreo, tomando de 1 a 4 muestras dependiendo del espesor y cambios sedimentológicos que tuviera el paquete. La sección 2 se tuvo que realizar en varios sitios lateralmente tratando de localizar las zonas más accesibles, ya que el afloramiento es muy escarpado por lo que dificultaba la realización de la sección. De la misma forma se midió la sección, considerando las fallas de tipo normal que discontinuaban el orden cronológico de las capas. Por último se tomaron fotografías de las partes de mayor interés.

Laboratorio

Se realizaron láminas delgadas de las 39 muestras tomadas en campo. La técnica empleada para esto fue simplemente cortado, desvastado y pulido hasta obtener

un espesor de 30 micras. Algunas muestras, principalmente las de grano fino, se tuvieron que impregnar con epóxi para consolidar los sedimentos y manejar más adecuadamente la elaboración de las láminas.

En una segunda etapa, las láminas delgadas se observaron en un microscopio petrográfico para analizar y determinar la mineralogía, textura y clasificación de las rocas. Se tomaron parámetros como selección, tamaño (en base a la escala de Wentworth), redondez y esfericidad (de acuerdo a la clasificación de Pettijohn *et al.*, 1972), madurez de la roca y el porcentaje de granos a través de un contador de puntos. De cada uno de los aspectos más importantes y evidentes para la interpretación del ambiente de depósito se tomaron fotografías con una cámara instalada en el mismo microscopio.

De cada roca muestreada se envió una parte al Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de México, donde la Dra. Ana Luisa Carreño realizó los estudios micropaleontológicos principalmente con respecto al contenido de foraminíferos.

Para la determinación de icnofósiles e icnofacies se utilizó en forma general la clasificación de Ekdale *et al.* (1984).

El criterio de clasificación de estructuras singenéticas sedimentarias y estructuras de deformación penecontemporánea se empleó la de Reineck y Singh (1980).

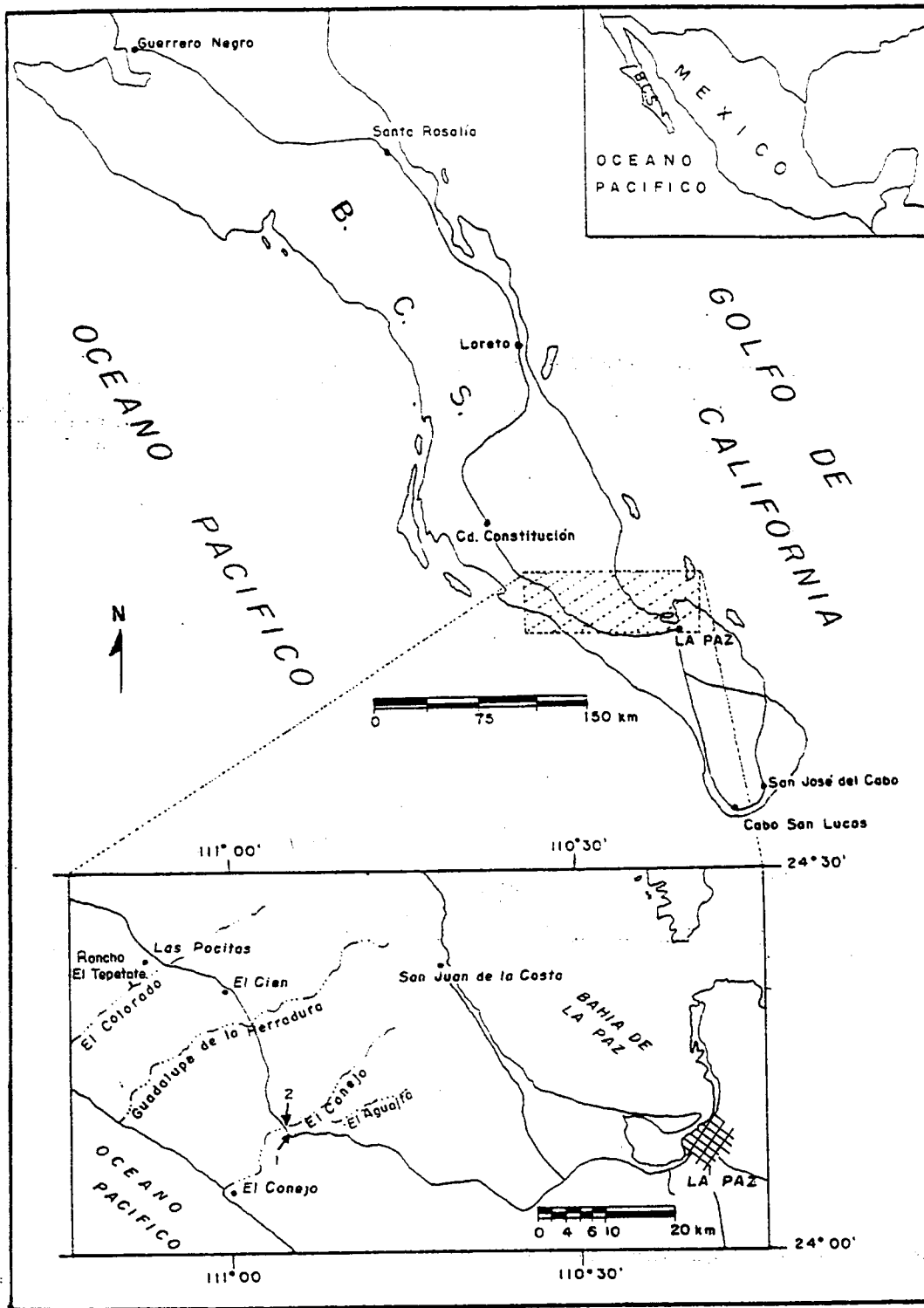


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio.

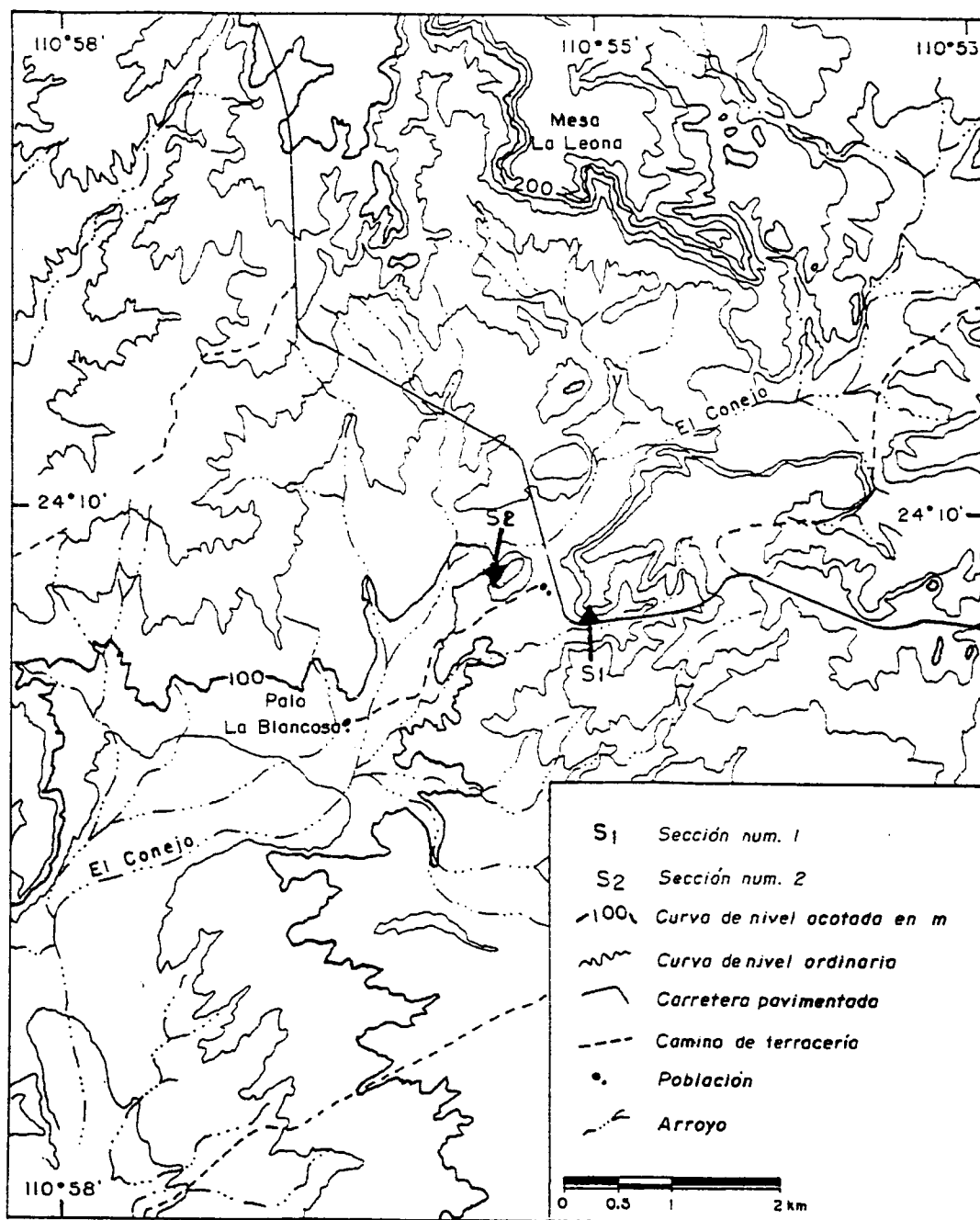


Figura 2. Mapa de ubicación de las secciones de estudio.

RESULTADOS Y DISCUSION

PETROGRAFIA Y PETROLOGÍA

Minerales, aloquímicos y fragmentos de roca

Feldespatos (FSP)

La fracción mineralógica más abundante de las láminas delgadas analizadas corresponde a los feldespatos alcalinos y plagioclasas (anexo 4) con un promedio de 64.8 % del total de granos. Su distribución a lo largo de toda la secuencia que conforma a la Formación Tepetate en esta área es en forma uniforme.

De este grupo se identificaron los diferentes tipos de maclas e intercrecimientos y tipos de feldespatos. Los maclados son de tipo polisintético, combinación albita-carlsbad y enrejado. Los intercrecimientos son de tipo mirmekita y gráfico. Los feldespatos identificados por orden de abundancia son andesina, oligoclasa, albita y microclina (figuras 4 y 5).

Las formas de los feldespatos y plagioclasas en general son de euhedrales a subeuhedrales; aunque algunos granos son irregulares en su forma como producto de procesos diagenéticos anteriores y posteriores a su depósito (capítulo diagénesis).

La procedencia de la mayoría de estos granos son de lugares muy cercanos a su depósito. Esta fuente es de origen ígneo extrusivo, de la que se originaron principalmente emisiones andesíticas, riolíticas y piroclásticas provenientes de un arco volcánico calco-alcalino de la Sierra Madre Occidental en el oeste de México durante el Terciario Temprano, mucho tiempo antes de la apertura del Golfo de California (Hausback, 1984). La otra minoría de estos granos provienen de una fuente ígnea intrusiva; pero esta, por la poca abundancia y preservación seguramente se encontraba poco expuesta sobre la superficie y posiblemente poco cercana del sitio de depósito de los sedimentos que conforman a la Formación Tepetate.

Cuarzo (Qz)

Los cuarzos se encuentran homogéneamente en todas las capas de las secciones ocupando un porcentaje promedio del 8.8 % del total de minerales detriticos (anexo 4).

Los granos de cuarzo correspondientes a las areniscas y limolitas son relativamente uniformes en su medida así como en su distribución (figura 5). La redondez promedio de estos es de regular a buena aunque algunos presentan bordes irregulares debido a procesos diagenéticos (capítulo diagénesis). La fracción cuarzosa más fina presenta cierta angularidad.

Pocos cuarzos presentan inclusiones aciculares de varios minerales tales como rutilo y micas. Otra característica importante es que pocos granos muestran una extinción ondulosa fuerte y policiclicidad.

La procedencia de algunos cuarzos es de una posiblemente reducida fuente metamórfica e ígnea intrusiva. La evidencia de esta suposición para la fuente metamórfica es la existencia de cuarzos ondulosos y fragmentos de roca constituido por este material, el cual presenta en algunos bordes ligero aserramiento y una cierta orientación cristalográfica. La evidencia para la fuente plutónica es la presencia de pocos extraclastos de granito en algunas areniscas en la parte superior de la secuencia y feldespatos con intercrecimiento del tipo gráfico. Finalmente la procedencia de la mayoría de los cuarzos (más finos y angulosos) corresponden a una cercana y abundante fuente de origen volcánica de la activa Sierra Madre Occidental en el oeste de México durante el Terciario Temprano (Hausback, 1984).

Mica (MI)

La mayor parte de estos filosilicatos son biotitas (6.0 % en promedio) y en un menor porcentaje muscovitas. El porcentaje de micas es aproximadamente uniforme en todas las capas, sin embargo este aumenta ligeramente en las rocas de grano fino (anexo 4).

Estas presentan su forma habitual, alargada (figura 4) y dispuesta generalmente a lo largo de los planos de la estratificación; sin embargo casi en su totalidad han sido distorsionadas debido a efectos de la presión por la compactación de la carga del material sobreyacente (capítulo diagénesis).

Dado que las biotitas son más comunes en la roca madre que las muscovitas; pero estas últimas son más estables químicamente (Tucker, 1985) se sugiere que la

mayor abundancia de biotitas se deba a que el origen de la mayoría de estas provino de una fuente volcánica cercana.

Minerales pesados (MP)

La frecuencia de este conjunto de minerales es aproximadamente la misma en todas las láminas delgadas analizadas y comprende el 5.1 % de la fracción detrítica (anexo 4).

En este grupo se identificaron varios óxidos y silicatos tales como ilmenita, magnetita hematita, goetita, limonita, piroxenos y en relativamente gran cantidad hornblenda. La forma de casi todos estos granos es de subhedral a euhedral. En el caso de la hematita y goetita se encuentran como minerales de alteración (capítulo diagénesis), afectando principalmente a los bioclastos de las fangolitas en la parte inferior de la secuencia. Este procesos de oxidación de bioclastos más retrabajamiento puede finalmente a formar granos redondeados completamente hematizados y goetizados (figura 7, capítulo diagénesis).

Glauconita (GL)

Los granos de glauconita representan el 1.2 % del total del esqueleto (anexo 4). Estos componentes de glauconita se presentan en dos grupos de hábito granular de acuerdo a la clasificación de Odin y Fullagar (1988). Estos son I) Moldes internos y II) bioclastos.

I) Moldes internos. Estos moldes están conformados principalmente por foraminíferos bentónicos y planctónicos. Los colores de estos son de amarillo verdoso a verde pálido. Su tamaño es entre 0.5 a 1 mm.

II) Bioclastos. Estos fósiles están conformados principalmente por foraminíferos planctónicos y bentónicos. Su color es verde amarillento. El tamaño de estos varía de 0.5 a 1 mm.

La mayoría de los granos glauconitizados grandes en el sedimento presumiblemente resultan de la completa evolución de bioclastos de carbonato (capítulo diagénesis), mientras que los granos pequeños pueden ser interpretados como resultado de glauconitización de foraminíferos (Odin y Fullagar, 1988).

Ambos habitos granulares bien y mal preservados (algunos como granos redondeados) se presentan en la parte media y superior de la secuencia de ambas secciones.

Pedernal (PD)

Este material silíceo se presenta únicamente en la parte superior de ambas secciones con un porcentaje menor al 1 % del total de granos (anexo 4), y en la sección 1 en algunas capas superiores (más duras) permanece como cemento (anexo 5).

Los granos de pedernal presentan formas ovaladas y un poco irregulares. Su tamaño es de 0.1 mm de diámetro en promedio. El color de estos es gris azulado y están conformados internamente por cuarzo microcristalino.

Posiblemente estos granos sean retrabajados y sean un producto secundario asociado al vulcanismo o a fallas en el continente.

Granos fosfáticos (FOS)

Estos granos representan el 1.2 % del total del esqueleto (anexo 4) y se presentan en dos formas principales. 1) Como bioclastos (principalmente foraminíferos bentónicos) parcialmente fosfatizados y 2) como granos peloidales parcialmente y bien fosfatizados (figura 3).

1) Bioclastos. Estos son conformados por foraminíferos bentónicos lagunares (capítulo paleontología), presentan colores beige, café oscuro y café oscuro verdoso. Sus diámetros varían de 0.3 a 1.3 cm.

Muchos de estos restos de fósiles marinos manifiestan una etapa inicial de fosfatización y pocos de ellos revelan una etapa más avanzada de reemplazamiento (figura 3), pudiéndose así determinar varias fases de fosfatización (capítulo diagénesis). Este proceso puede finalmente conducir al redondeamiento de granos fosfatizados sin estructura interna (Schwennicke, 1995). Esta etapa bien evolucionada conforma a los granos peloidales del inciso 2.

Estos bioclastos fosfatizados se ubican en la parte media de la secuencia de ambas secciones.

2) Los granos peloidales sin estructura interna presentan colores café claro y café oscuro, algunos con tonos verde. El diámetro de estos es de 0.05 a 0.4 mm.

Algunos granos bien redondeados se presentan con manchas oscuras internamente y con límites periféricos claros.

Pocos de estos granos peloidales son producto de la etapa final de fosfatización (capítulo diagénesis) y su posterior retrabajamiento de los bioclastos descritos en el inciso 1 (figura 3).

Otros granos (los más pequeños) son posiblemente de origen fecal, los cuales presentan en su interior materia orgánica oscura. Estos son poco abundantes, debido a que muchos probablemente son reciclados por organismos coprófagos, sin embargo algunos alcanzan el fondo oceánico para ser enterrados y preservados, especialmente en aguas poco profundas (Lucas y Prevot, 1991).

Estos granos fosfáticos se presentan en la parte media y superior de ambas secciones.

Las condiciones favorables para los procesos fosfogenéticos que dieron lugar a la formación de ambos tipos de granos fueron las siguientes: I) surgencias, II) posiblemente descarga fluvial y III) actividad microbial y reemplazamiento epigenético como un proceso diagenético:

I) Surgencias. El incremento general en la concentración de fosfatos con la profundidad hace posible considerar la posibilidad de un mecanismo alimentador para la sedimentación de fosfato a partir de fuentes oceánicas profundas en partes menos profundas; cuando las aguas frías profundas se mueven por corrientes de surgencia, se mezcla con aguas superficiales templadas en los límites de las cuencas, una concentración de iones HPO_4^{-2} más alta de lo normal se forma dentro de la cuenca, permitiendo el depósito de fosfato más fácilmente (Slansky, 1986). Estas corrientes conducen a una alta productividad orgánica y desarrollo de fitoplancton en aguas superficiales. Materia orgánica junto con fósforo combinado y fosfato esquelético (huesos) son precipitados al fondo oceánico a través de la columna de agua deficiente en oxígeno (Tucker, 1985).

II) Sin embargo las surgencias no son las únicas fuentes de fósforo para ambientes marinos poco profundos. En ambientes con alta descarga fluvial, asociados a plataformas, abastecimiento de nutrientes fluviales puede contener una productividad primaria elevada y aunque es poco apreciado en la mayoría de los modelos fosfogenéticos, tales aportaciones pueden ser más que adecuadas para contener grandes cantidades de fosfato almacenado (Glenn *et al.*, 1994).

III) La actividad microbial y reemplazamiento epigenético en material fosilífero (capítulo diagénesis) se ven favorecido con los factores antes mencionados para la formación de fosfatos (Azzouzi y Lamboy, 1996).



Figura 3. Arenisca feldespática micrítica de la parte media de la sección 2. Etapas de fosfatización (C, D y E). A. Micrita, B. intraclasto con granos fosfatizados y glauconitizados en su interior (oscuros y punteados respectivamente), C. etapa de fosfatización superficial en testas de *Pseudophragmina* con poco retrabajamiento, D. foraminífero bien fosfatizado sin una forma bien definida y con regular retrabajamiento y E. grano peloidal más fosfatizado y retrabajado.

Peloides de carbonato

Estos granos sin estructura interna presentan formas ovoides a redondeados y pocos son irregulares. Su diámetro es de 0.05 a 0.5 mm y los colores característicos de estos son beige y amarillo con impurezas.

Su composición es de calcita micrítica y algunos contienen aparentemente materia orgánica en su estructura interna y algo de fosfato.

La ubicación de estos granos sin estructura interna es en toda la secuencia de ambas secciones a excepción de las fangolitas.

Posiblemente muchos de estos granos sin estructura son el resultado de una etapa avanzada de peloidización principalmente de foraminíferos. Otros peloides son posiblemente originados a partir de colonias de algas azul-verdes totalmente micritizadas, y en cuyas estructuras internas permanecen formas ovoides rodeadas por delgadas capas las cuales fueron destruidas incorporándose así, las formas ovoides al

sedimento. Algunos peoides fueron intraclastos los cuales han sido retrabajados en varios ciclos de acuerdo a su forma bien redondeada.

Fragmentos de roca

-Volcánicos (FRV). Los fragmentos de roca comprenden el 2,5 % (anexo 4) del total del esqueleto en las rocas clásticas. El tamaño promedio de es de 0.25 mm. Los fragmentos más comunes son de origen andesítico, riolítico y tobáceo (figura 5).

Los fragmentos andesíticos son un poco más abundantes y están conformados por feldespato sódico, cuarzo y ferromagnesianos. Los de procedencia riolítica presentan principalmente cuarzo y feldespato potásico con una clara orientación. Por último los conformados por ceniza volcánica están menos preservados y son menos abundantes: pero sin embargo en su constitución los vidrios volcánicos son más o menos claros y abundantes.

Este conjunto de extraclastos se presentan únicamente en la parte superior de ambas secciones.

Por su abundancia y buena preservación la procedencia de estos fragmentos se supone muy cerca del margen de la costa de donde se depositó la secuencia. Durante el Eoceno la península de Baja California, pertenecía aún al macizo mexicano (Flynn *et al.*, 1989) En este tiempo existía un margen de subducción, por lo que asociado a este margen activo se encontraba actividad volcánica (Atwater, 1970). Esto propició el aporte de material volcánico afectando principalmente la parte proximal de la plataforma sobre la cual se depositó parte del sedimento que conforma a la Formación Tepetate (capítulo ambiente de depósito).

-Plutónicos (FRI). Estos fragmentos conforman en promedio menos del 1 % del total de granos de las areniscas. Mineralógicamente están constituidos por feldespato potásico y cuarzo así como algunos minerales secundarios como inclusiones. El tamaño de estos fluctúa de 0.25 a 0.7 mm.

Estos extraclastos se localizan en la parte superior de las secciones 1 y 2. Debido a su poca frecuencia se infiere que proceden de una pequeña fuente.

-Sedimentarios (FRS). Estos clastos representan el 3.8 % del total de granos (anexo 4). El tamaño promedio de estos es de 0.5 mm. Se distinguen de toda la roca por

ser más oscuros y por tener incluido material más fino, además de tener límites más o menos claros y una forma de irregular a subredondeada (figura 5). Algunos intraclastos (costras) presentan internamente granos fosfatizados y glauconitizados (figura 3).

Se encuentran distribuidos a partir de las capas ubicadas de la mitad de la sección hacia la parte superior.

Estos clastos intraformacionales presentan algunas pequeñas manchas, los cuales son posiblemente producto de bioturbación. Derivan del retrabajamiento erosivo sobre fango y limo-arcilla previamente depositado y parcialmente consolidado.

-Metamórficos (FRM). Estos fragmentos metamórficos representan menos de 1 % del total del esqueleto en las areniscas (anexo 4). Su tamaño es de 0.25 a 0.7 cm. Su composición es cuarzo-feldespática y micácea. Algunos corresponden a granitos con bajo grado de metamorfismo, otros a gneises y a esquistos (figura 5) ya que los minerales que los constituyen presentan cuarzo ondulado, ligera elongación y cierta orientación.

Al igual que otros fragmentos de roca, estos se localizan en la parte superior de la secuencia.

La abundancia de estos es poca debido seguramente a que su fuente de origen era muy reducida.

Rocas

Fangolitas

Son rocas fangosas detríticas, de colores café oscuro, gris y rosa pálido. Esta fangolita está constituida por material arcilloso y un poco de limo (anexo 5). La matriz constituye aproximadamente el 98 % y los minerales tamaño limo 1 % y el resto son fósiles. El limo es material cuarzo-feldespático y los bioclastos son pequeños foraminíferos, equinodermos y bivalvos. La preservación de estos fósiles es variable, debido a que existen algunas acumulaciones con poco transporte post-mortem (Davaud y Septfontaine, 1995) dentro de su mismo habitat y otros están en forma individualizada y sin transporte. Algunos microfósiles se encuentran totalmente y parcialmente goetizados y hematizados (capítulo diagénesis) como producto del relleno de fango rico en óxidos de hierro dentro de cámaras de microforaminíferos principalmente (figura 7).

Las fangolitas representan un ambiente de baja energía y fueron depositadas en la plataforma interna (capítulo facies sedimentarias e interpretación).

Estas rocas fangosas se localizan con espesores relativamente grandes en la base de ambas secciones (anexos 2 y 3); sin embargo en la sección 2 en la parte media superior en la capa de arenisca a los 37 m existe material arcilloso dentro de cuatro estratos de pocos centímetros de espesor (anexo 2).

Limolitas

Son rocas clásticas aloquímicas con colores que varían de gris a verde y amarillo. Están constituidas principalmente por matriz y cemento, cuyo porcentaje va de 60 a 90 % del total de la roca. La matriz está comprendida por pequeños granos de feldespato, cuarzo y mica. El cemento predominante en la mayoría de las limolitas es calcita micrítica y poca dolomita (anexo 5). El esqueleto con granos de hasta 0.03 mm en su tamaño está constituido por feldespato, biotita, cuarzo, bioclastos reabajados, peloides micritizados y algunos parcialmente fosfatizados.

La selección de granos en general es buena, sin embargo la redondez de estos es de regular a mala.

Los contactos entre granos predominantemente es de grano flotante, de punto y micas distorsionadas. En general todas las limolitas presentan inmadurez textural y representa monociclicidad.

Las limolitas representan dentro de la secuencia una sedimentación transicional entre la plataforma interna y playa frontal inferior (capítulo facies sedimentarias e interpretación).

Estas limolitas se localizan con mayores espesores en la parte inferior de ambas secciones (anexos 2 y 3).

Areniscas

Son rocas detríticas de color amarillo, gris y verde. Se pueden generalizar petrográficamente a estas rocas en dos grupos: I) areniscas calcáreas y II) areniscas zeolíticas.

l) Areniscas calcáreas

El primer grupo la constituyen a areniscas de color amarillo y gris claro en forma general, las cuales están formadas en promedio por 49 % por su esqueleto y 51 % de matriz + cemento.

En estas rocas el esqueleto (figura 4) está formado por partículas de feldespato, plagioclasa, cuarzo, mica, minerales pesados y aloquímicos (foraminíferos parcialmente glauconitizados y fosfatizados, erizos, algas, espinas, peloides, etc). El cemento está constituido principalmente por calcita micrítica y la matriz por minerales limo-arcillosos (anexo 5). En general son rocas bien litificadas.

La clase textural de este grupo es fragmental clástica y fragmental clástica aloquímica. La selección de sus granos cuyo tamaño en promedio corresponde al de arena muy fina, es de regular a mala, su forma en general es angular.

Los contactos entre granos corresponden a cóncavo-convexo, largo, punto y mica distorsionada. Este grupo de areniscas cuya madurez textural es mala, representan a rocas con enterramiento rápido y con un sólo ciclo de depósito.

Estas rocas se ubican en la sección 2 en la parte media-superior abarcando litológicamente los mayores espesores en esta parte de la sección (anexos 2 y 3).

Los sedimentos que conforman a estas rocas fueron depositados en la playa frontal inferior con influencia de tormentas (capítulo facies sedimentarias e interpretación).

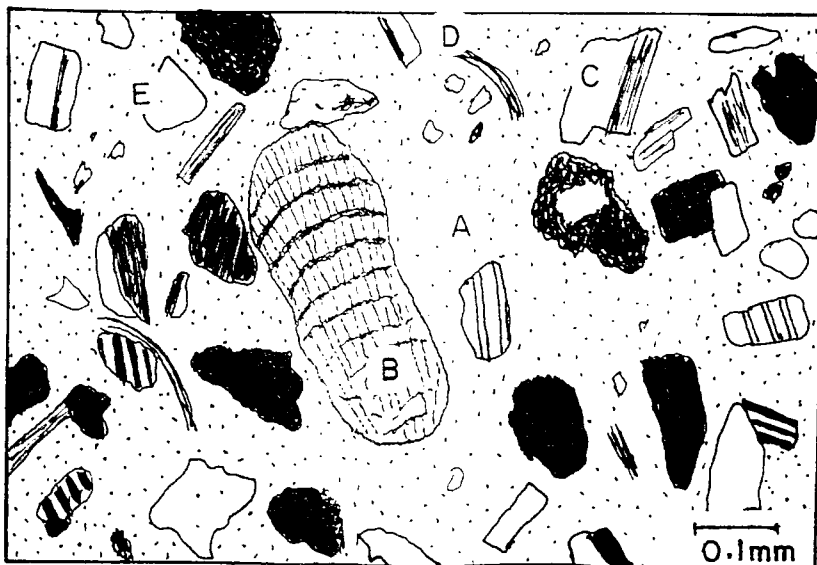


Figura 4. Arenisca feldespática de la parte media de la sección 2. A. Micrita, B. alga roja micritizada, C. feldespato (andesina), D. mica y E. cuarzo.

II) Areniscas zeolíticas

El segundo grupo lo conforman areniscas más oscuras y con poco o sin contenido calcáreo. La parte esquelética en promedio es de 65 % y la matriz y cemento constituye el resto del porcentaje; aunque algunas rocas prácticamente están exentas de matriz.

El esqueleto está formado principalmente por partículas de feldespato, cuarzo, mica, peloides, fragmentos líticos de rocas volcánicas, ígneas plutónicas y metamórficas e intraclastos. El cemento principal es zeolita (figura 5) y en menor porcentaje sílice, dolomita y micrita. La matriz conformada por minerales limo-arcillosos representa muy poco porcentaje y en algunas rocas está exenta (anexo 5). Estas rocas son muy deleznales.



Figura 5. Arenisca feldespática de la parte superior de la sección 2. A. Zeolita como cemento, B. feldespato, C. cuarzo, D. fragmento de roca volcánica, E. intraclasto limo-arcilloso, F. fragmento de roca metamórfica (esquistos) y G. fragmento de roca metamórfica (gneiss).

La clase textural de estas rocas es fragmental clástica. La selección de sus granos es de regular a mala aunque su forma va de subangular a subredondeada. El tamaño de estos corresponde al de arena fina y media.

Los contactos granulares son principalmente largo, mica distorsionada y cóncavo-convexo. Texturalmente estas rocas son inmaduras y representan monociclicidad y poco retrabajamiento, debido a que la mayor parte de sus constituyentes provenían

probablemente de una fuente volcánica muy cercana al depósito de los sedimentos de la secuencia.

Este grupo de areniscas se ubican en la parte superior de ambas secciones (anexos 2 y 3).

Estas rocas se formaron en la playa frontal superior en una zona de paso de tempestitas (capítulo facies sedimentarias e interpretación).

Caliza

Estas rocas carbonáticas presentan colores gris y amarillo. El material terrígeno representa sólo el 5 % del total de la roca y el resto por matriz y bioclastos. La fracción terrígena tiene el tamaño de arena muy fina y está conformada por feldespato y cuarzo, la matriz por micrita y los bioclastos por testas de foraminíferos principalmente.

Esta roca se clasifica como una biomicrita (Folk, 1959, 1962 citado en Tucker, 1985) o una wackestone (Dunham, 1962 citado en Tucker, 1985).

Estas rocas representan las únicas calizas dentro de la secuencia. Se encuentran como clastos intraformacionales retrabajados de varios centímetros de diámetro, previamente bioturbados y con tubos formados por organismos.

Estos intraclastos se ubican dentro de las tempestitas de ambas secciones (anexos 2 y 3).

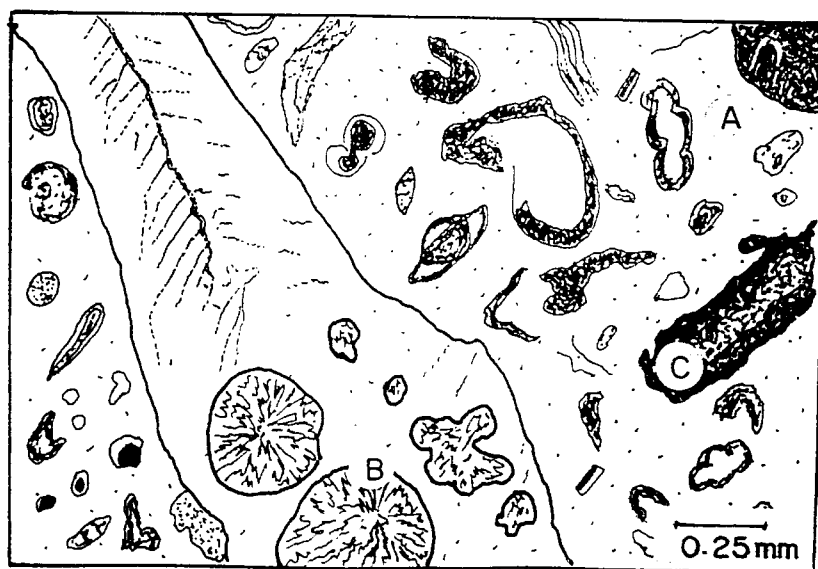


Figura 6. Caliza (biomicrita) como intraclasto de una tempestita de la sección 2 a los 21 m de la base. A. micrita, B. *Pseudophragmina* reemplazándose por calcedonia en su parte media y C. bioclasto parcialmente fosfatizado.

Coquina y coquina conglomerádica

Los espesores de estas rocas son muy variadas, en el caso de las coquinas conglomerádicas arenosas (tempestitas) el espesor es de menos de 3 m hasta de unos cuantos centímetros, variando en el tamaño y forma lateralmente (anexos 2 y 3).

El contenido fosilífero de estas rocas presenta mucha diversidad y abundancia de fósiles. Entre estos hay bivalvos, ostras, gasterópodos, equinodermos, corales, esponjas, etc; sin embargo el bioclasto principal de estas coquinas son macroforaminíferos bentónicos (figuras 3 y 6) en forma de disco bien orientados, llegando a conformar en espacio un 90 % del volumen total de la roca dentro de una relación de tanatocenosis (Galli-Olivier *et al.*, 1984). Otro de los constituyentes principales de algunas de estas capas calcáreas es la presencia de clastos intracuencales compuestos de caliza arenosa y arenisca feldespática calcárea. El cemento está constituido por micrita y la matriz por granos de cuarzo y feldespato tamaño limo.

Las coquinas conglomerádicas arenosas representan en la secuencia eventos de alta energía capaces de transportar todo el material intracuencal y extracuencal mar adentro. Una clara evidencia de que existió un flujo en el material de estas coquinas es la presencia de foraminíferos bentónicos claramente orientados y que junto a la estratificación cruzada indican flujo y cambios en la dirección de la corriente (capítulo facies sedimentarias e interpretación y ambiente de depósito).

Estas rocas alóctonas (figura 11) se ubican en ambas secciones de la parte media principalmente dentro de los depósitos gruesos (tempestitas).

Diagénesis

Se distinguen varios procesos diagenéticos evidenciados en el sedimento. Estos procesos son: I) compactación, II) disolución, III) cementación, IV) glauconitización, V) fosfatización, VI) hematización y goetización, VII) seritización y VIII) otros tipos de reemplazamiento.

I) Compactación

Los contactos entre granos de la mayor parte de las areniscas de grano fino son de tipo cóncavo-convexo, largo y mica distorsionada. En las limolitas los contactos son de tipo tangencial y flotante. Por lo que se establece que la carga del material sobreyacente provocó en el sedimento una densidad de empaquetamiento moderada y por lo tanto poca disolución. De hecho la mayor parte del material aloquímico permanece sin fragmentación o distorsión considerable, sin embargo sí existió la suficiente presión para que se presentara la disolución del carbonato de algunas testas de microorganismos e incorporación de este material a la matriz para actuar como cemento.

En el caso de las rocas limo-arcillosas los contactos entre granos son pocos, y la matriz predomina en un 70%. Existió de regular a fuerte compactación, ya que las micas se encuentran dirigidas en forma general en una sola dirección, además están levemente distorsionadas y existe una cierta migración de estas hacia las zonas de menor presión. Los fósiles incluidos en estas rocas permanecen un poco distorsionados sin llegar a su fracturamiento.

II) Disolución

La disolución se presentó esencialmente en las testas de macroforaminíferos bentónicos (*Pseudophragmina*) y microforaminíferos planctónicos y en menor proporción en bivalvos, corales, erizos y algas.

La mayor parte de los fósiles se encuentra bien preservada, sin embargo algunos no presentan paredes claras y en otros se observa estructuras internas relictas de carbonato. Este material después de su disolución se disgregó hacia zonas de debilidad del sedimento y actuó como cemento micrítico.

III) Cementación

La mayor parte de las rocas, principalmente en la parte inferior y media de ambas secciones se encuentran cementadas por carbonato micrítico. Probablemente mucha de esta calcita fue originada por la disolución de las partes esqueléticas de carbonato de calcio de macroforaminíferos bentónicos y en menor proporción de equinodermos, bivalvos, corales y microorganismos. El material originado de esta disolución penetró a través de los espacios vacíos o poros del sedimento. Otro origen de este cemento pero en menor escala, es el reemplazamiento de minerales de cuarzo y feldespato a lo largo de sus clivajes y de su parte periférica. Posteriormente este material reemplazado pasó a formar parte de la matriz y cemento de la roca.

En la parte inferior, dentro de las capas de fangolitas y algunas limolitas el cemento que las consolidó fue el mismo material arcilloso y algunos óxidos de hierro, los cuales se dispersaron principalmente a lo largo de los planos de la estratificación.

En algunas capas en la parte superior de la sección 1, un cemento involucrado en la litificación de las rocas es el sílice. En estas rocas hay una relativa gran cantidad de fragmentos de roca volcánica y vidrio volcánico. La transformación diagenética a largo plazo de minerales arcillosos, por ejemplo en la conversión de una montmorillonita rica en sílice derivada de la descomposición de vidrio volcánico, puede abastecer de sílice disuelto a los poros saturados (Pettijohn *et al.*, 1972).

De igual forma en la parte superior; pero de ambas secciones, la mayor parte de las areniscas fueron cementadas débilmente por zeolita (anexo 5). La evidencia de texturas relictas y minerales accesorios indican que todas las zeolitas son producto de alteración de productos volcánicos (Deffeyes, 1959). Esta zeolita podría ser una heulandita la cual se presenta como reemplazamientos o cementos intergranulares en areniscas. La heulandita usualmente se presenta como diminutos agregados de cristales (menos de 10 micras la medida del cristal) formando vidrio pseudomorfo o aureolas en granos detríticos y este constituye un cemento incipiente en areniscas (Hwan y Boles, 1993).

Como cementos secundarios afectando a pocas capas de la parte superior de la sección 2 se encuentra dolomita, micrita y siderita (anexo 5). En el caso de la dolomita esta permanece como pequeños rombos dispersos de 0.03 mm de diámetro. Una característica de muchos de estos cristales es la presencia de un pequeño núcleo, posiblemente de óxido de hierro. Los cristales más grande de dolomita (0.2 mm) presentan una zonación poco clara. La presencia de estos cristales puede ser debido a un enriquecimiento local de Mg asociado con la actividad ígnea (Bonatti, 1966 citado en Davies y Supko, 1973). En esta misma parte de la secuencia hay una capa con

presencia de poca dolomita la cual pudo ser originada por la disolución de fragmentos esqueléticos de calcita rica en magnesio, manifestándose esta en forma más masiva y como cemento de relleno de los espacios vacíos del sedimento (Compton *et al.*, 1994). Sin embargo, en una laguna en Brasil, se encontró formación de dolomita por actividad microbial dentro de fango rico en materia orgánica en la zona de reducción de sulfato (Vasconcelos *et al.*, 1995). Asociados a la dolomita, en forma menos abundante y muy dispersos se encuentran cristales de siderita de 0.03 mm de diámetro. Algunos de estos cristales pseudo hexagonales fueron precipitados alrededor de núcleos microcristalinos opacos de óxido de hierro (?).

IV) Glauconitización

La glauconitización se origina como uno de los primeros procesos diagenéticos, el cual afectó principalmente a foraminíferos. Este proceso se presenta en dos hábitos granulares: I) moldes internos y II) bioclastos (capítulo petrografía y petrología).

I) Moldes internos. Las cámaras de las testas carbonáticas de estos foraminíferos presentan relativamente grandes huecos y un microambiente favorable para procesos diagenéticos. A través de estos huecos posiblemente penetró arcilla autigénica verde o estas testas se rellenaron con material tamaño arcilla y posteriormente este se reemplazó por glauconita. La medida más favorable (más de 100 micras) de foraminíferos permite una mejor formación de glauconita y después de un cierto tiempo las paredes de las testas son disgregadas. Sin embargo otros, como rellenos de *Globigerinas*, son disociadas cuando la testa de carbonato es disuelta; cada cámara rellena se convierte en un grano libre el cual es frecuentemente demasiado pequeño para permitir la formación de nueva arcilla glauconítica, por lo tanto la evolución es interrumpida no alcanzando la madurez total (verde oscuro). Esta situación es similar para pequeñas testas para las cuales su evolución es interrumpida después de la disolución de la testa; resultando que el relleno de la cámara permanezca en su color verde claro y a mantener la forma interna de las cámaras. Para testas muy pequeñas, 30 micras o menos en diámetro, generalmente no permite la formación de arcilla glauconítica (Odin y Fullagar, 1988).

II) Bioclastos. Los bioclastos parecen ser glauconitizados en dos diferentes maneras. Una forma es el relleno de huecos con arcilla glauconítica, ya sea a través de poros naturales del bioclasto o poros creados por alteración biogénica o química. Este proceso es similar al de relleno de cámaras de microfauna. La otra forma, la arcilla glauconítica reemplaza el carbonato preservando algunas veces la estructura inicial a

escala de microcristales (estructura de zebra) de los foraminíferos (Odin y Fullagar, 1988).

Este proceso de glauconitización posiblemente duró poco tiempo ya que el color en general de la glauconita es amarillo verdoso. La teoría de la sustitución epigenética es una de las interpretaciones de glauconitización (Ehimann *et al.*, 1963), y la cual explica la formación de glauconita a partir de una solución de mezcla sólida e iones presentes en el agua de mar. Esta teoría ha sido usada para explicar el reemplazamiento de calcita por glauconita, así como de otros minerales (Bornhold, 1985).

En general algunos granos glauconitizados fueron posteriormente afectados por procesos de fosfatización (e.g. Lucas y Prevot, 1991).

V) Fosfatización

Posteriormente a la etapa de glauconitización se produjeron varias etapas de fosfatización en el sedimento, estas tuvieron lugar esencialmente en los bioclastos.

La fosfatización se presenta en los bioclastos principalmente en dos formas: 1) Como moldes internos producto del relleno de cámaras de foraminíferos con fango poco fosfátizado y posible actividad microbial y 2) como fosfatización epigenética del esqueleto mismo (figura 3).

1) Algunas cavidades en las cámaras de los foraminíferos se encuentran pequeñas manchas oscuras en forma regularmente dispersa. Las micropartículas (de 1 a varios micrómetros en longitud) son las entidades apatíticas más pequeñas las cuales tienen una estructura y morfología característica. Debido a esto y a su capacidad de construir relleno de cavidades y sus modos de asociación estas micropartículas posiblemente representen organismos microbiales apatizados (cf. Azzouzi y Lamboy, 1996).

Posiblemente la fracción fosfática de estos fósiles es soportada por restos de procariotas con organización celular cocoide y por remanentes de posibles bacterias heterotróficas. Estas estructuras actúan primero como un fijador de partículas de sedimento y después funcionan como una plantilla para la precipitación de fosfato sólido durante el decaimiento bacterial post-mortem del substrato cocoide y otros detritos orgánicos (Soudry, 1993).

2) Otros foraminíferos presentan reemplazamiento en la parte superficial de sus testas de carbonato de calcio por fosfato (figura 3). Ames (1959) demostró que concentraciones muy bajas de fosfato en solución (0.1 ppm PO_4^{-3}) son capaces para poner en función esta clase de reemplazamiento.

VI) Hematización y goetización

En la parte inferior de ambas secciones dentro de las fangolitas (anexos 2 y 3), se presentan a través de los planos de estratificación oxidación del material fangoso. Este proceso de oxidación afectó directamente a material aloquímico (principalmente foraminíferos planctónicos, erizos, bivalvos y restos de plantas).

Se presentan en estas fangolitas pocos granos de color negro rojizo bien redondeados (capítulo petrografía y petrología). Estos granos se formaron cuando a través de poros y aberturas naturales de foraminíferos penetraron óxidos (hematita goetita y poca limonita). A través de las paredes de los organismos con etapas parciales de oxidación se observan diminutos minerales de goetita interconectados. Este proceso de goetización más el retrabajamiento de microorganismos puede conducir a la formación de granos peloidales oxidados sin estructura interna (figura 7).

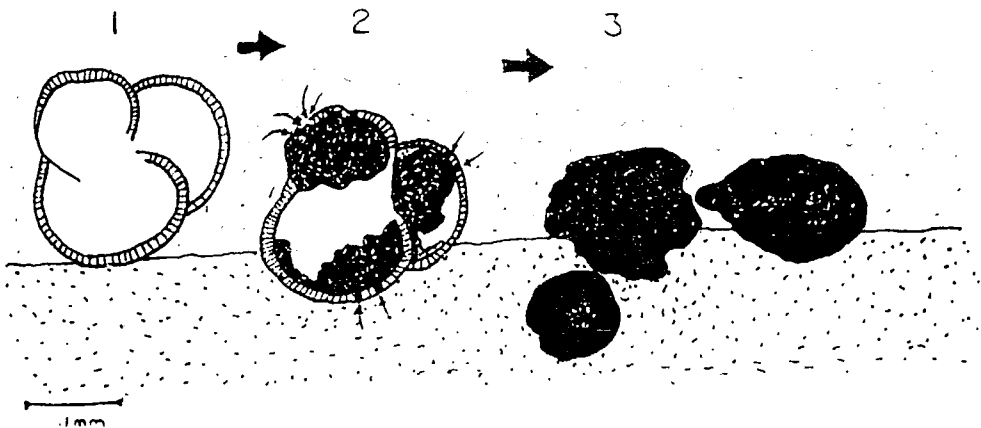


Figura 7. Etapas de hematización y goetización y formación de granos sin estructura interna bien redondeados a partir de bioclastos. 1. Depósito de foraminífero planctónico sobre fango, 2. hematización y goetización a través de aberturas naturales y poros dentro de un foraminífero y con poco retrabajamiento y 3. grano peloidal completamente oxidado y bien retrabajado.

VII) Seritización

Los minerales afectados por sericitización son feldespatos potásicos y plagioclasas. Un bajo porcentaje de este grupo feldespático presenta una mayor alteración. El estado tan avanzado de seritización de este grupo, hace suponer una pre-seritización posiblemente en su lugar de origen o un mayor periodo de retrabajamiento. Algunos feldespatos han

sido completamente reemplazados, pasando este material alterado a formar parte de la matriz de las rocas.

VII) Otros tipos de reemplazamiento

En algunos granos de cuarzos, feldespatos y plagioclasas en sus límites periféricos existen claramente irregularidades debido a que la calcita carcome y sustituye a la composición original de esos minerales.

Estratificación

Estratificación paralela y laminación

La estratificación paralela en las capas presenta varios centímetros de separación entre planos de cada estrato. Existen capas composicionalmente diferentes, lo que explica que algunos estratos más resistentes a la erosión sobresalgan de los demás, marcando esencialmente cambios relativamente bruscos en las condiciones depositacionales; sin embargo algunas capas de varios metros de espesor y aparentemente uniformes litológicamente muestran planos incipientes de estratificación paralela.

Dentro de los estratos hay láminas de unos cuantos milímetros y son relativamente uniformes en composición y textura. Lateralmente algunas láminas son interrumpidas por superficies erosivas (figura 8).

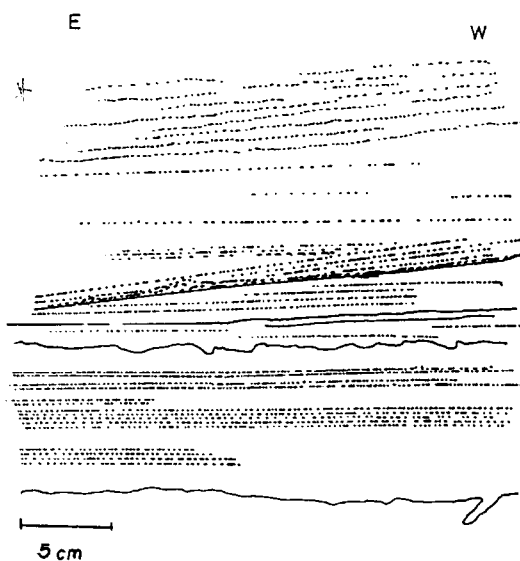


Figura 8. Laminación y estratificación cruzada planar en arenisca con contactos irregulares por erosión y bioturbación. Sección 2, areniscas de la parte media.

Esta laminación se encuentra en forma más o menos clara en las fangolitas de ambas secciones y mejor marcada en algunas limolitas y areniscas. La estratificación paralela se encuentra a través de toda la sección 2 (anexo 3) excepto en la parte

superior. Posiblemente esta estratificación paralela y laminación en la parte superior no es tan clara debido a la uniformidad textural y composicional de los granos y al cemento (zeolita) de las areniscas.

Estratificación cruzada planar y curvada

{Estos tipos de estratificación tienen ángulos entre 20 y 40° entre conjuntos y por lo general longitudes de conjuntos que van desde 5 cm hasta menos de 1 m (figuras 8 y 9). En las areniscas y coquinas arenosas de la parte media, se observan estos tipos de estratificación de escala media. Las de mayor ángulo, longitud y más claras se ubican en las tempestitas y rellenos de canales (capítulo facies sedimentarias e interpretación), delimitando así, cambios en la dirección de la corriente y en la energía. Las de menor escala y menos claras se ubican en las areniscas de la parte superior de la sección 2 (anexo 3).

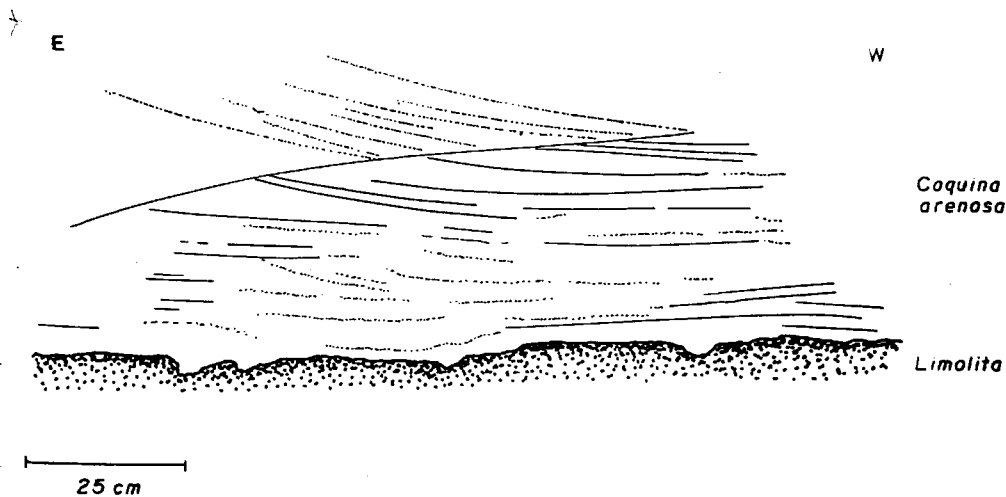


Figura 9. Estratificación cruzada curvada en coquina arenosa. Abajo, límite erosivo con marcas de corriente con dirección de flujo de este a oeste. Sección 2 a los 12.65 m.

Estratificación en hamaca (Hummocky cross-stratification)

{Esta se presenta en forma de domos superficiales de 20 a 60 cm de diámetro. La estratificación en hamaca se encuentra en muy poca abundancia e incipientemente en areniscas bien litificadas en la sección 1 a los 18 m de la base y en las areniscas de la sección 2 a los 23 m (anexos 2 y 3).

Olas generadas por grandes tormentas son generalmente consideradas la causa de la estratificación en hamaca (Walker *et al.*, 1983 y Nottvedt y Kreisa, 1987, citado en Davis y Byers, 1989).

Gradación

La gradación de tipo normal se observa en las capas de coquina conglomerádica arenosa (anexo 3) y en algunas limolitas en forma poco clara (capítulo facies sedimentarias e interpretación). En la base de la coquina conglomerádica se ubican en mayor abundancia los intraclastos más gruesos; pero hacia arriba gradada el material a más fino y la cantidad del mismo disminuye gradualmente (figura 11).

Hayes (1967) demostró que los huracanes pueden producir estratificación gradada en la plataforma continental poco profunda.

Canal

En la sección 2 dentro de las areniscas existe un paleocanal que corta claramente a los sedimentos de las capas con ángulos de 20 a 30° de inclinación. Tiene una longitud de aproximadamente 20 m y una profundidad de 5 m, aunque no mantiene una continuidad lateral, ni en forma ni en espesor.

La parte basal del relleno del canal está compuesta principalmente por bioclastos, intraclastos de arenisca micrítica y caliza arenosa prebioturbados, así como extraclastos de origen volcánico. Este material grueso tiene una mala selección; pero una regular a buena redondez de sus clastos debido a un constante re TRABAJAMIENTO. En la cima del canal el relleno es de arena fina y la capa subyacente está compuesta por el mismo material fino.

El canal como estructura de tipo erosivo fue producto de un nivel alto de energía originada por el paso de tempestitas proximales (bypass tempestites), las cuales erosionaron y canalizaron el fondo oceánico por corrientes de fondo debido a flujos de retorno (capítulos facies sedimentarias e interpretación y ambiente de depósito, figura 27) generados por tormentas (e.g. Siringan y Anderson, 1994). Posteriormente la sedimentación normal relleno al canal. En este sistema de depositación de tormenta caracterizado por la canalización a través de la línea de costa, el espesor de la capa de tempestita podría primero incrementarse y después disminuir distalmente a lo largo de la plataforma (Myrow, 1992).

En esta localidad se encuentra solamente un canal en la sección 2 a los 19 m de la base (anexo 3). Sin embargo en la parte este de El Conejo, en el arroyo El Aguajito se han reportado la presencia de varios canales originados por flujos de retorno generados por tormentas (Vázquez-García y Schwennicke, 1996).

Marcas

Ondulitas

Las ondulitas más representativas se ubican en la sección 2 a los 15.4 m dentro de areniscas de grano fino (anexo 3). Estas muestran claramente simetría, pero no una continuidad. De este conjunto de 23 ondulitas se hicieron mediciones: el promedio de altura de estas es de 1.3 cm y el espacio entre cresta y cresta es de 16.0 cm.

Estos parámetros no representan las medidas reales de formación de estas óndulas, ya que los aspectos texturales de la roca en la que se encuentran muestran un tamaño de grano fino, selección regular y una gran cantidad de matriz, lo que propicia que la carga del sedimento sobreyacente compacte relativamente las medidas reales de crestas y valles de las ondulitas.

La presencia de ondulitas simétricas alternando con laminaciones (figura 10) en esta parte de la secuencia, indica que la sedimentación normal estuvo afectada por oleaje fuerte generado por tormentas.

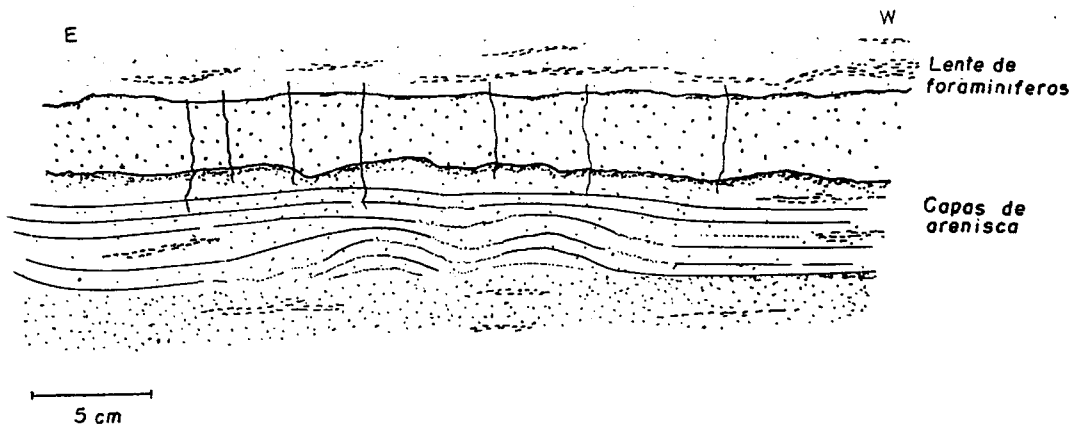


Figura 10. Ondulitas aisladas dentro de arenisca con lentes de foraminíferos. Las líneas verticales irregulares en la parte superior son diaclasas. Sección 2 a los 36 m.

Marcas de corriente

Las marcas de corriente se presentan en las bases de tempestitas (capítulo facies sedimentarias e interpretación) y en algunas coquinas sobre sedimento tamaño arena muy fina y limo grueso, delimitando así, eventos erosivos y de rápida deposición. Estas marcas de corriente exhiben una sola dirección de corriente. En general las marcas indican flujos con direcciones hacia el SW (figura 9).

Estructura de despegue

Un estrato de arenisca limosa de aproximadamente 9 cm de espesor exhibe una interrupción lateral de la misma, así como una penetración del material del estrato de arriba. Esto ocasionó que un lado del estrato se deformara plegándose con un ángulo menor de 90° de su posición horizontal original (figura 11).

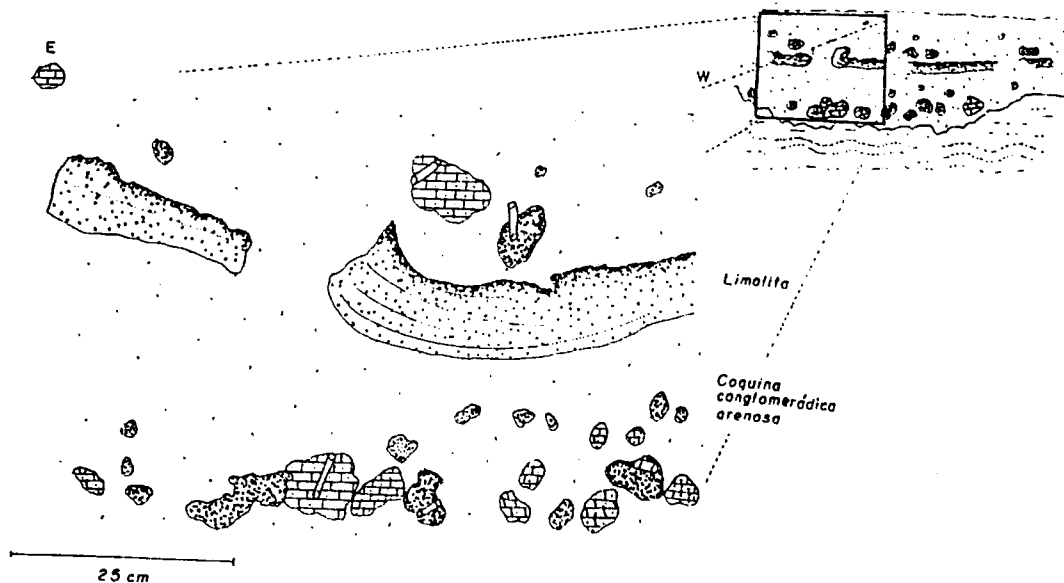


Figura 11. Estructura primaria de despegue (parte media) que separa a dos tempestitas. En ambos depósitos por tormentas existe gradación incipiente. Sección 2 a los 16 m.

Esta deformación se originó debido al efecto erosivo y súbito del evento que propició la deposición del sedimento sobreyacente (tempestita), de modo que este proceso despegó y plegó sin llegar a romper al estrato flexible, prácticamente recién depositado. Esta misma capa delimitada verticalmente por dos depósitos de tormentas

no presenta lateralmente continuidad, debido a que partes del estrato fueron arrancados pasando a formar parte, como intraclastos, de la tempestita de arriba.

Esta estructura se localiza en la sección 2 a los 15.90 m de la base entre dos capas gruesas de coquina conglomerádica (anexo 3).

Estructuras de deformación penecontemporánea

Estratificación convoluta

Se presenta en areniscas limosas con clara laminación. Estas láminas muestran plegamientos sin discontinuidades; aunque estas son cortadas en su cima por estratos gruesos de coquina. La longitud máxima de estas estructuras post-depositacionales es de 50 cm de longitud (figura 12).

Una explicación de su génesis es que esta es producida por licuefacción de una unidad de sedimentación. El flujo lateral en los intraestratos de estas capas licuefactadas produce contorsiones. La licuefacción puede ser activada por sobrecarga, ondas sísmicas o por alguna otra perturbación (Reineck y Singh, 1980). En estos casos esta deformación pudo haber sido originada por el depósito repentino de una tormenta.

Los mejores ejemplos se ubican en las areniscas de la sección 2 a los 18 m de la base (anexo 3).

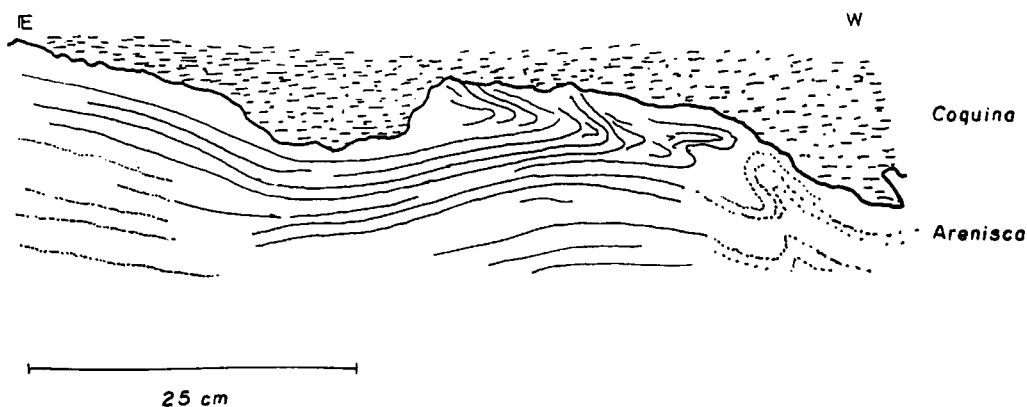


Figura 12. Estratificación convoluta en arenisca. Arriba, contacto erosivo representando la base de una tempestita. Sección 2 a los 17.70 m.

Estructura por escape de agua

Este tipo de estructura de deformación está representado en la sección 2 en cada una de sus fases de desarrollo. En algunas partes hay una leve distorsión en el sedimento (macroforaminíferos y granos orientados circularmente); pero sin llegar a afectar a los estratos que la delimitan y en otras de sus fases más avanzada se observan claramente las marcas del escape de agua hacia arriba, modificando a las capas estratificadas sobreyacentes, asemejándose a un pequeño "volcán". La medida de la más representativa es de 40 cm de altura y un ancho de 90 cm aproximadamente (figura 13).

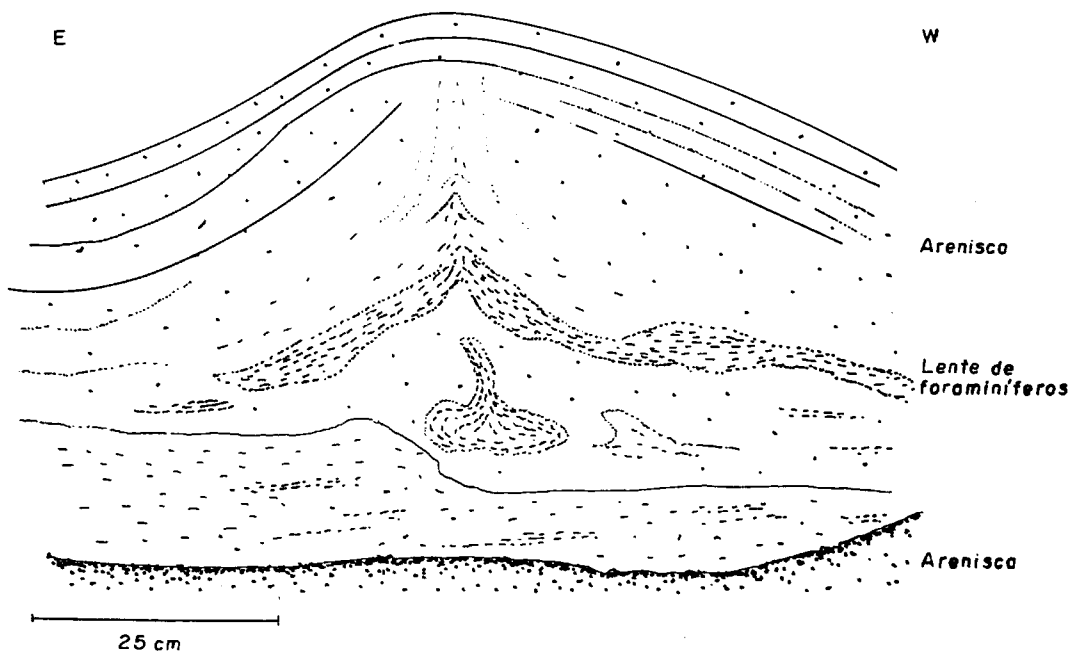


Figura 13. Estructura formada por escape de agua dentro de una arenisca. Las testas de los foraminíferos son un buen indicador para delimitar la dirección del flujo durante la deformación. Se ubica en la sección 2 a los 19.7 m.

Este tipo de estructura se origina por procesos que manifiestan predominantemente un movimiento de partículas hacia arriba, la transferencia de este material es convectivamente y esto es ocasionado por una densidad inestable en la estratificación de materiales. Estas deformaciones se originaron en arena fina limosa fosilífera saturada de agua sobreyacida por arena de grano más grueso; esto provocó que el sedimento más fino junto con los foraminíferos en forma de disco se dispusieran

convectivamente a iniciar su movimiento ascendente levantando de esta manera a la estratificación de los estratos superiores. Estas estructuras se han reportado en sedimentos tamaño arena a limo grueso depositados rápidamente (Johnson, 1986).

Se encuentran en cantidades regulares en la sección 1 a los 20 m y en la sección 2 entre los 12.65 m y 20 m con mayor abundancia.

Estructura de bola y almohada (ball-and-pillow structure)

Este tipo de estructura de deformación se ubica en areniscas limosas; sin embargo composicionalmente están conformadas por el material del estrato sobreyacente (coquina de macroforaminíferos). Esta coquina se rompe en varias masas más o menos elipsoidales en forma de bola y almohada de menos de 10 cm de diámetro y penetran en la matriz limo-arenosa (figura 14). La mayoría de estas formas están interconectadas con el material del que se componen; sin embargo algunas están completamente aisladas, flotando libremente en la matriz arenosa subyacente. Internamente no muestran alguna estructura; aunque si hay un cierto acomodo en la dirección de los foraminíferos.

Las estructuras de este tipo no están asociadas a ningún ambiente en particular. Se conocen tanto en ambientes de agua somera como en turbiditas de mar profundo, sin embargo hay que puntualizar la rápida sedimentación de la capa con la cual están asociadas (Reineck y Singh, 1980).

Los mejores ejemplos se ubican en la sección 2 a los 19 m de la base (anexo 3).

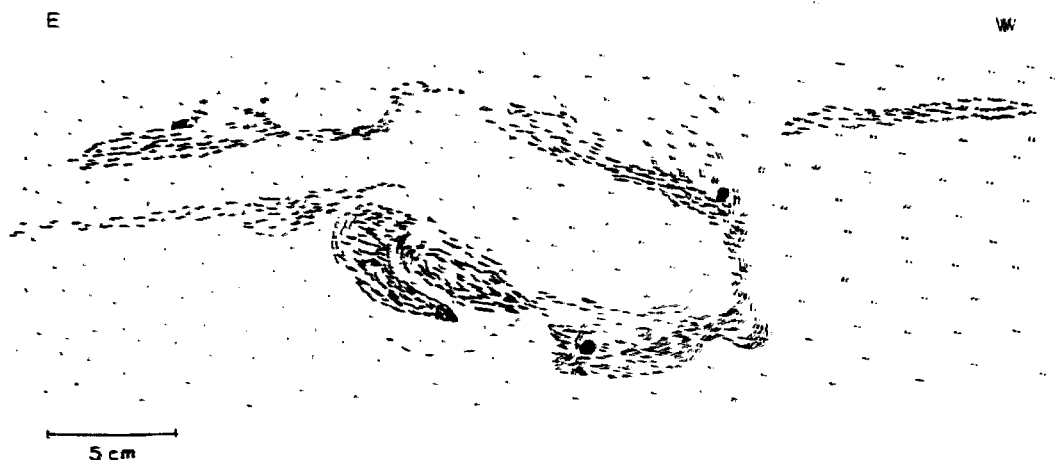


Figura 14. Estructura de bola y almohada conformada de foraminíferos y arena rodeada por una matriz arenosa. Se ubica en la sección 2 a los 19 m.

Estructura de flama

Este tipo de estructuras se presenta en forma de pequeñas flamas de aproximadamente 4 cm. Se conforman de material arenoso y limoso, el cual penetra en el estrato sobreyacente compuesto de coquina arenosa, adoptando de esta manera la forma de flamas (figura 15).

Se forman por un esfuerzo lateral sobre el material provocando que el sedimento migre hacia el estrato de arriba penetrándolo y adquiriendo esta forma peculiar (Reineck y Singh, 1980).

Se encuentra un sólo ejemplar a los 19.5 m de la sección 2 (anexo 3).

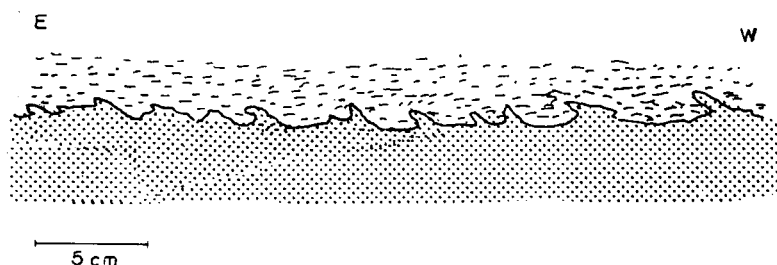


Figura 15. Estructuras en forma de flama compuesta de arena y la cual penetra en una capa de coquina. Se ubica en la sección 2 a los 19.5 m.

Estructura por caída de objetos (dropstone)

En una de las areniscas de la secuencia existe un clasto arenoso aislado de aproximadamente 40 cm de diámetro, el cual yace sobre estratos de arenisca limosa bien estratificados; pero estos estratos están deformados cóncavamente y por arriba de estos se encuentra este clasto (figura 16).

Se interpreta este clasto como dropstone. En general, los dropstone se originan por transporte en icebergs o troncos (Bennett *et al.*, 1996). Durante el Eoceno el clima que prevalecía en Baja California era caliente (Wing *et al.*, 1991), por lo que existía vegetación terrestre. De tal forma algún tronco enredó entre sus raíces un clasto, los cuales fueron arrastrados mar adentro, posiblemente durante una tormenta. Posterior a este transporte el clasto se desenredó y cayó a través de la columna de agua hasta golpear con el sedimento aún blando del fondo distorsionándolo cóncavamente (figura 16).

Esta estructura se localiza a los 17.80 m en la sección 2 (anexo 3).

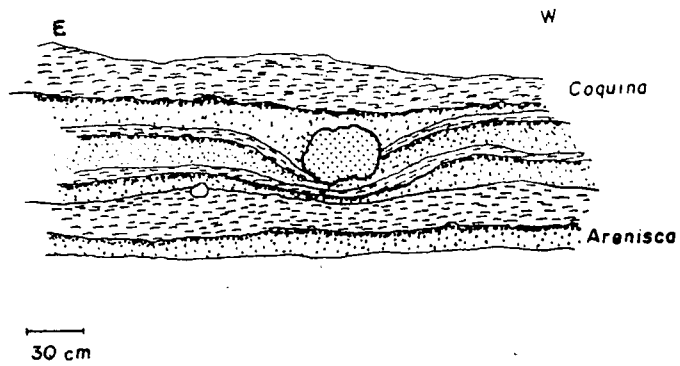


Figura 16. En la parte media se observa el clasto (dropstone) y por abajo de este los estratos deformados cóncavamente. Se ubica en la sección 2 a los 17.73m.

PALEONTOLOGIA

Microfósiles

Radiolarios y diatomeas.

Estos microfósiles se encuentran bien recristalizados y bien preservados. Se ubican en la parte superior de la sección 2 dentro de delgados estratos limo-arcillosos (anexo 3).

La profundidad en la que se desarrollan estos organismos planctónicos es nerítico medio (comunicación escrita con Carreño, 1996). Su presencia en forma alóctona en los estratos superiores y que representan ambientes someros puede ser originada por corrientes de surgencia temporales o por corrientes de retorno originadas por tormentas (capítulo ambiente de depósito).

Foraminíferos

Las fangolitas y limolitas de la parte inferior de las secciones 1 y 2 existe una gran cantidad de foraminífero planctónicos y bentónicos (anexo 6). En base a estos microorganismos los sedimentos que conforman a la parte inferior de la secuencia fueron depositados durante el Paleoceno Superior (Comunicación escrita con Carreño, 1996).

El ambiente de depósito de estos microfósiles indican esta plataforma nerítica interna no mayor de 50 m de profundidad (comunicación escrita con Carreño, 1997).

En la parte media de la secuencia también existen foraminíferos planctónicos y bentónicos (anexo 6); aunque estos pertenecen al Eoceno Inferior y corresponden batimétricamente a ambientes más someros, cercanos a la costa (comunicación escrita con Carreño, 1997).

Ostrácodos

Estos microfósiles (anexo 6) se encuentran en las capas inferiores de ambas secciones. En la sección 1 de los 6 a los 16 m y en la sección 2 de los 8 a los 16 m (anexos 2 y 3).

Macrofósiles

Foraminíferos.

Se observaron una gran cantidad de testas de macroforaminíferos de forma discoide con su parte media ligeramente más abultada (figuras 3 y 6). Sus diámetros varían de 0.5 a 1.3 cm. Sus colores van de amarillo claro a beige. La composición de su caparazón es de calcita.

Este tipo de fósil bentónico clasificado como *Pseudophragmina (proporocyclina) flintenensis* reviste una gran importancia en esta secuencia ya que se encuentra en prácticamente en todas los estratos, principalmente en las coquinas y areniscas (capítulo petrografía y petrología), llegando a conformar en algunas rocas hasta un 90 % aproximadamente del volumen total. La preservación de estos organismos es buena generalmente a lo largo de la secuencia.

Debido a su forma hidrodinámica y buena preservación, permite delimitar la dirección del flujo del sedimento, así como el movimiento que tuvieron los granos en procesos deformativos penecontemporáneos. Su baja densidad, su forma aplanada y el gran tamaño de estos bioclastos son considerados como factores favorables en su transporte como carga en suspensión bajo la acción de corrientes de fondo generadas por tormentas (Davaud y Septfontaine, 1995).

Estos organismos ya extintos, son alóctonos dentro de los estratos en la secuencia, ya que estos son característicos de ambientes lagunares (comunicación oral con Carreño, 1996) y de aguas tropicales a subtropicales (Vaughan, 1978 citado en Squires y Demetron, 1992). Eventos de alta energía desequilibraron el hábitat de estos organismos arrastrando a una gran cantidad de estos a través de corrientes submarinas desde su ambiente lagunar hasta la plataforma (capítulo ambiente de depósito).

Erizos

Los esqueletos de los equinodermos tienen forma ovalada y abultada con un tamaño promedio de 2 cm de diámetro y 1.1 cm de altura. Sin embargo este tamaño difiere un poco de la medida real, ya que muchos están deformados como producto de la carga del sedimento sobreyacente.

Estos fósiles se encuentran en relativa abundancia dentro de las fangolitas (anexos 2 y 3). En estas rocas la mayoría permanece en una relación de agrupamiento y

pocos en forma individualizada. Los que se encuentran conjuntamente y asociados a otros macro y microfósiles tuvieron un corto transporte post-mortem dentro de su mismo ambiente. El acomodo de algunos erizos en forma individual en el sedimento es en posición vital, de hecho algunos ejemplares encontrados dejaron rastros de su desplazamiento en el fango, lo que permite inferir que ese medio era su habitat. En la limolita de la sección 2 existen pocos ejemplares, aunque en esta parte se encuentran mejor preservados los rastros que dejaron durante su desplazamiento (figura 22). También se encuentran, en menor cantidad y con poca preservación, en las capas de la coquina conglomerádica; aunque por la energía que representa el depósito de sedimentos de estas capas y la posición caótica de estos erizos se establece que son retrabajados.

Los erizos encontrados en estas últimas capas de la parte media superior de la secuencia pertenecen a *Echinolampas* n. sp. y *Schizaster (Paraster)* sp., aff *S. lecontei* (Squires y Demetron, 1991, 1992).

Bivalvos

Los mejores ejemplares en número y preservación se localizan en las fangolitas de ambas secciones (anexos 3 y 4). La mayoría de estos moluscos presentan sus dos valvas rellenas de sedimento fino. Su tamaño promedio es de 0.7 cm. No guardan una posición particular en el sedimento.

También hay bivalvos de diferentes tamaños y generalmente con mala preservación ubicados en las partes media y superior de la secuencia principalmente en las tempestitas. Su posición espacial en estas capas es en forma irregular. Estos especímenes se clasifican como *Nayadina (Exputens) batequensis*, *Spondylus batequensis*, *Lima* n. sp., *Pycnodonte (Phygraea) pacifica* (Squires y Demetron, 1991, 1992).

El bivalvo *Nayadina (Exputens) batequensis* presentaba su bisus con el cual se sujetaba dentro de fisuras de algún sustrato, este generalmente podía vivir dentro de huecos o espacios naturales de arrecifes (Squires y Demetron, 1992).

Ostras

Dentro del grupo de bivalvos se observan ostras, muchas presentan sus dos valvas bien preservadas y con relleno del sedimento. Su tamaño es de 10 a 15 cm.

Se ubican en forma aislada y agrupadas y son muy poco abundantes en las coquinas y areniscas fosilíferas. Posiblemente este tipo de molusco sea alóctono proveniente de partes más someras.

Gasterópodos

En las fangolitas se encuentran con regular variedad y en poca abundancia. Su tamaño promedio es de 0.5 cm y están bien preservados. El color de la mayoría es amarillo claro y unos pocos son de color café claro, indicando los más oscuros hematización (capítulo diagénesis).

También existen gasterópodos en areniscas y coquinas de la parte media de la secuencia pero con una preservación de regular a mala. En una tempestita se encontró un fragmento de un gasterópodo gigante mal preservado, clasificado como *Campanile* sp. (Perrilliat, 1996) el cual hay en relativamente gran abundancia y con buena preservación en afloramientos de la Formación Tepetate en San Hilario (23.5 km al norte del arroyo El Conejo). Otros tipos de gasterópodos son *Velates perversus* y *Velates batequensis* (Squires y Demetron, 1991, 1992).

Casi todo este grupo de moluscos (bivalvos y gasterópodos) han sido reportados de paleoambientes tropicales a subtropicales en la costa pacífica de Norte América (Squires, 1984, 1987, 1988 citado en Squires y Demetron, 1992).

Esponjas

De este tipo de fósiles calcáreos se encuentran sólo fragmentos de unos cuantos centímetros. Los colores es amarillo claro a blanco. Squires y Demetron (1991) la clasificaron como *Elasmostoma bajaensis*.

Esponjas calcáreas recientes semejante a la extinta *Elasmostoma* son comunmente encontradas en aguas tropicales poco profundas (Rigby, 1987 citado en Squires y Demetron, 1992).

Estos fósiles retrabajados se hayan en algunas tempestitas de la seccion 1.

Corales

Son de forma alargada y tubulares con el límite superior en forma radial. En las fangolitas sólo se encuentran formas radiales simples sin ninguna prolongación ni ramificación. La preservación de estos es buena.

En las fangolitas estos corales simples están espacialmente dispersos y parcialmente hematizados (capítulo diagénesis). En las tempestitas se ubican los más complejos, pero su abundancia es poca. La posición de estos es caótica dentro de la capa. Otro tipo de coral colonial reportado por Squires y Demetron (1991) es *Actinacis?* sp.

Restos de plantas

Estos fragmentos son alargados con superficies estriadas bien delimitadas que llegan a medir como máximo 12 cm de largo y 4.5 de ancho. La preservación de estos restos de plantas es debida a óxidos de hierro.

Su origen es continental y seguramente fueron arrastrados sobre la superficie del mar por corrientes y posteriormente precipitados al fondo del mar. Por lo general en fuertes tormentas, pedazos de plantas y madera son susceptibles de ser transportados por ríos o arroyos y depositados mar adentro (figura 27).

Su abundancia es de regular a buena en las fangolitas de ambas secciones y en delgados estratos limo arcillosos de la parte superior de la secuencia de la sección 2 (anexos 3 y 4).

Iconofósiles

Tipo A (*Skolithos* sp.)

Los iconofósiles tipo A (*Skolithos* sp.) en su mayoría son tubos rectos y sólo algunos presentan una forma poco curvada, son cilíndricos a subcilíndricos, sin ramificaciones. Su diámetro varía de 0.5 cm a menos de 1 cm. La longitud de sus ejes es muy variable, de 2 cm a 10 cm, siendo los más comunes los que miden 5.0 cm (figura 17). No presentan pared. El relleno de los tubos proviene del material que le sobreyace. La disposición espacial de estos es vertical y algunos están ligeramente inclinados. Su frecuencia es uniforme en las capas de grano fino, y en los estratos conglomerádicos de grano grueso su abundancia se incrementa.

Estos iconofósiles son lugares de vivienda para organismos vermiformes, probablemente poliquetos o forónidos (Pemberton y Frey, 1984).

El iconofósil *Skolithos* sp. es típico para ambientes de alta energía, los cuales pueden ser la zona costera, que es lo más común, ambientes fluviales y valles submarinos en el talud continental (Ekdale *et al.*, 1984).

Estos tubos se ubican con poca abundancia; pero distribuidos en casi todas las capas en ambas secciones, a excepción de las fangolitas en la parte inferior de la secuencia. En algunos clastos intracuencales dentro de tempestitas de la sección 2, se encuentran posiblemente *Skolithos* sp. en forma alóctona (figura 17).

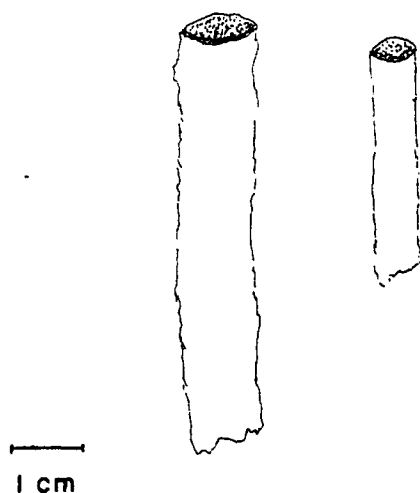


Figura 17. Iconofósil tipo A (*Skolithos* sp.). Vista lateral. Se ubica en la sección 2 a los 16 m.

Tipo B (*Thalassinoides sp.*)

Este tipo de icnofósil presenta tubos esencialmente cilíndricos dispuestos en un sistema de ramificaciones en forma de Y (figura 18). Se encuentran relativamente en buena preservación. El diámetro de los túneles varía de 0.5 a 1 cm y su longitud fluctúa de 3 a 10 cm. No presentan pared. El relleno de los túneles es de arena de grano fino y limo, proveniente de las capas sobreyacentes y principalmente de las mismas capas en donde se formaron estos icnofósiles. Su posición en el espacio es generalmente con dominancia horizontal.

Los posibles organismos creadores de este tipo de madriguera son decápodos (cangrejos), que los realizaban con fines de alimentación y para vivir (Bromley y Frey, 1974).

El ambiente para este tipo de rastros son de la plataforma interna de la zona sublitoral a la zona costera arenosa, en condiciones de oxígeno muy favorable para su desarrollo (Ekdale *et al.*, 1984).

Estos icnofósiles se encuentran en la parte media superior de la sección 2 y en la parte superior de la sección 1. El tamaño y número de estos se incrementa hacia arriba en ambas secciones (anexos 2 y 3).

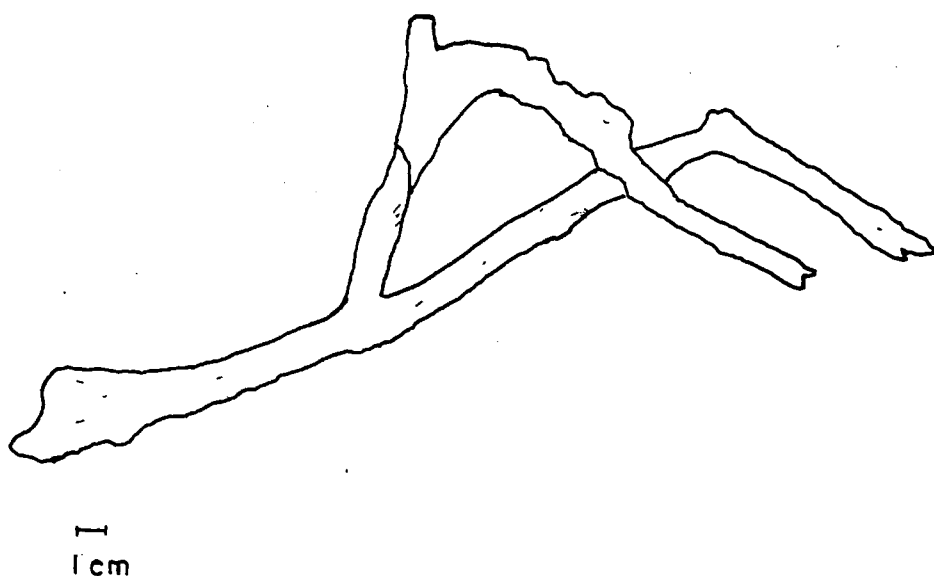


Figura 18. Icnofósil tipo B (*Thalassinoides sp.*). Vista en planta. Se ubica en la parte superior de la sección 2.

Tipo C (*Ophiomorpha nodosa*)

Estos icnofósiles son sistemas simples y complejos de tubos cilíndricos ramificados en forma de Y, con una característica muy distintiva en sus paredes, ya que presentan sedimento peloidal aglutinado (figura 19). Estos pelets tienen forma ovoide y se presentan como un mosaico denso, distribuido en forma regular e irregular. Este tipo de pared es típico para *Ophiomorpha nodosa* (Frey et al., 1978).

El diámetro de los tubos es de hasta 3 cm y la longitud varía de 9 cm a 39 cm. El relleno de los tubos es de material de grano fino y las paredes son lodosas. Se encuentran distribuidos de forma uniforme y su posición con respecto a la estratificación es vertical y oblicua y pocos horizontales.

Los organismos que forman este tipo de madrigueras son crustáceos decápodos (Frey et al., 1978).

El icnofósil *Ophiomorpha nodosa* se encuentran en depósitos que representan zonas costeras, deltas, en la porción arenosa de ambientes lagunares; aunque también se localizan en valles submarinos y canales (eg. Chia-Chen, 1987). La icnocenosis de *Ophiomorpha* refleja un ambiente bien oxigenado pero físicamente inestable (i.e. alta frecuencia de tormentas) el cual ha favorecido el comportamiento oportunístico de los organismos formadores de este tipo de madrigueras (Dam, 1990).

Se localizan en la parte superior de las dos secciones, siendo más abundantes y los de mayor tamaño los de la sección 2 (anexos 2 y 3).

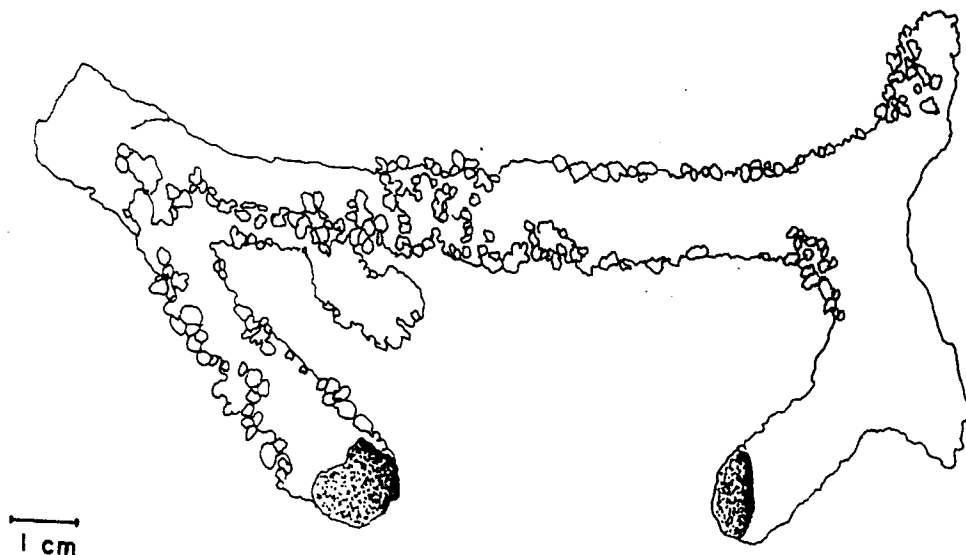


Figura 19. Icnofósil tipo C (*Ophiomorpha nodosa*). Vista en planta. Parte superior de la sección 2.

Tipo D (rastros de bivalvos)

Este icnofósil corresponde a formas convexas relacionadas con rastros debido al desplazamiento del animal (figura 20). Su diámetro es de 2 a 4 cm y longitudes de 6 a 7 cm. No presentan pared ni ramificaciones. El relleno es del mismo sedimento en que se desarrolló el organismo. Su posición es perpendicular al depósito de las capas. Posiblemente se trate de bivalvos los que formaron estos rastros. Debido a que presentan estas formas convexas progresivas muy claras y en forma regular, se interpreta que posiblemente estos moluscos se pudieron mover lentamente hacia abajo buscando sus requerimientos de espacio para alimentación y oxígeno (Seilacher, 1964) de acuerdo a un régimen pasivo erosivo durante ese intervalo. De otra forma, si la energía aumentara repentinamente, como es en el caso de una tormenta, los moluscos se desplazarían súbitamente hacia abajo no dando tiempo a que se formaran bien las marcas de su desplazamiento.

Rastros de este tipo son comunes en depósitos de agua somera (Reineck y Singh, 1980).

Este tipo de icnofósil se encuentra en la sección 1, en la parte media, su abundancia es regular (anexo 2).

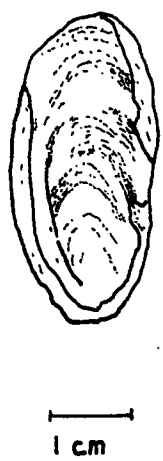


Figura 20. Icnofósil tipo D (rastros de bivalvos). Vista lateral. Se ubica en la sección 1 a los 13 m.

Tipo E (*Chondrites*)

Este rastro está representado por un conjunto denso de pequeños túneles circulares y elípticos dispuestos dentro de una red ramificada en forma dendrítica, en la cual los tubos no son interpenetrados o cruzados (figura 21). El diámetro de los tubos de estos icnofósiles es de menos de 1 mm y cada brazo de su compleja red mide sólo unos cuantos milímetros de longitud. Las paredes a pesar de ser muy delgadas, se distinguen claramente del relleno de los tubos por su color. El material que conforma a los *Chondrites*, forma parte del mismo sedimento fangoso en que se desarrollaron los organismos formadores de este tipo de icnofósil. La posición de estos es generalmente horizontal o poca inclinada en el sedimento.

Chondrites son Fodinichnia (Ekdale *et al.*, 1984) originados por organismos sipuncúlidos o poliquetos (Simpson, 1957; Schäfer, 1972). Estos organismos pueden tolerar condiciones bajas de oxígeno dentro del sedimento.

Estas estructuras biogénicas se presentan en una variedad de asociaciones, ya que estas son características de un ambiente debajo del piso oceánico y es relativamente independiente del ambiente mismo del fondo marino (Ekdale *et al.*, 1984).

Este tipo de icnofósil se ubica en ambas secciones (anexos 2 y 3). En la sección 1 en la fangolita y en la sección 2 a 3.5 m de la base, también dentro de la fangolita. En estos estratos los rastros de este tipo son muy abundantes.

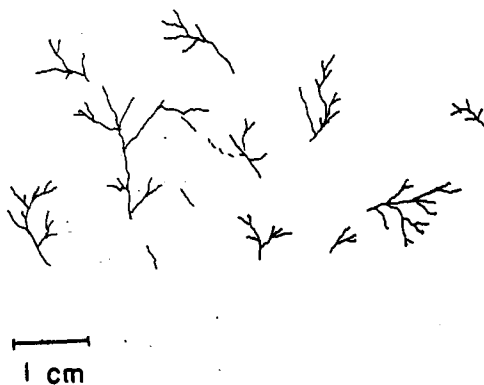


Figura 21. Icnofósil tipo E (*Chondrites*). Vista en planta. Se ubica en la base de la sección 2.

Tipo F (Rastros de erizo)

Estos icnofósiles presentan una estructura de menisco, debido al relleno activo de la redepositación de sedimento hacia atrás, conforme el animal avanza. El diámetro de

estos es de 2 a 3 cm y la longitud de 10 cm en promedio (figura 22). Ninguno presenta pared ni ramificaciones. El relleno del sedimento es esencialmente el mismo de donde fue formado el rastro. La posición de estos es paralela a la estratificación de las capas. Los organismos formadores de estos tubos son erizos los cuales se alimentaban del sedimento. En algunas partes de la sección estos organismos se encuentran en la parte final del rastro (e.g. en las fangolitas de la sección 2).

Rastros de este tipo se encuentran en esteros, lagunas y de la playa frontal a la plataforma interna.

Estos rastros de equinodermos se encuentran en la parte inferior de la sección 1. Su abundancia es regular. En las fangolitas existe este tipo de rastros pero, con muy poca abundancia y mal preservados en la sección 2 (anexos 2 y 3).

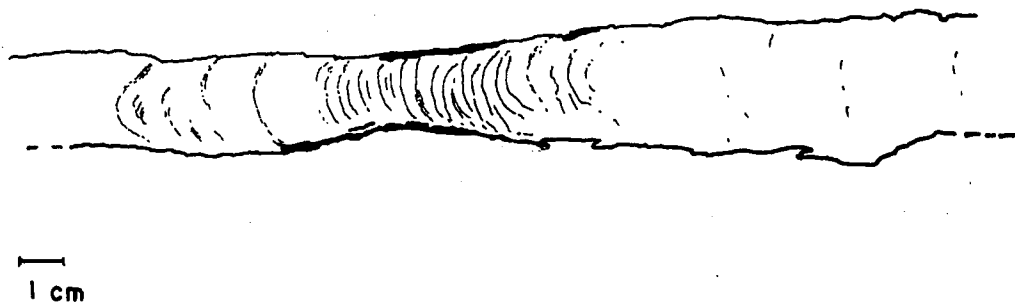


Figura 22. Icnofósil tipo F (rastros de erizo). Vista lateral. Se ubica en la sección 1 a los 13 m.

Tipo G (*Gyrolithes*)

Este tipo de rastro es en forma espiral dirigida de la base a la superficie del sedimento (figura 23). El diámetro del tunel es de 2 cm. No presenta pared ni ramificaciones. Este tubo espiral está relleno pasivamente con sedimento de grano fino de la capa sobreyacente. La base del rastro se encuentra en posición paralela a la estratificación; aunque la parte superior es perpendicular a los planos de las capas.

Existen algunas opiniones diferentes de cómo identificar los organismos que dejan estas marcas. Algunos autores (e.g., Bromley y Frey, 1974) consideran que es una estructura creada por perforación de crustáceos, mientras que otros consideran que es representativo de actividades alimenticias de poliquetos capitélidos (e.g., Powell, 1977).

El ambiente del icnofósil *Gyrolithes* es de aguas someras y en plataforma continental (Gernant, 1972).

Sólo se encontró un ejemplar y se ubica en la parte media superior de la sección 1 (anexo 2).



Figura 23. Icnofósil tipo G (*Gyrolithes*). Vista lateral. Se ubica en la sección 1 a los 13 m.

Tipo H (*Planolites* sp.)

Estos son tubos en forma cilíndrica y curvada (figura 24). El diámetro de los tubos es menor de 1 cm, la longitud varía de 2 a 6 cm. No presentan pared ni están ramificados. El relleno de los túneles varía un poco de la litología (textura) en que se desarrolló el organismo formador de los *Planolites*. Se localizan horizontalmente a la estratificación.

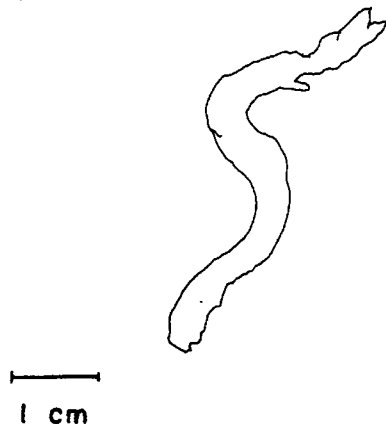


Figura 24. Icnofósil tipo H (*Planolites*). Vista en planta. Se ubica en la sección 1 a los 22 m.

Estos son producto de la actividad de organismos que se alimentan del sedimento (Pemberton y Frey, 1984).

Estos rastros se encuentran en casi todos los ambientes acuáticos (Ekdale *et al.*, 1984).

Se encontraron pocos ejemplares de este tipo de icnofósiles en la parte superior de ambas secciones (anexos 2 y 3).

Tipo I

Este icnofósil es muy complejo en su estructura, en la que manifiesta una forma irregular con extremos finales pinados semejante a una hoja de planta (figura 25). Este rastro se presenta en varias posiciones dentro de un patrón de avance y cambio progresivo a partir de un origen en común. El relleno de este complejo rastro difiere un poco en el color de la roca circundante. La posición de este es horizontal a la estratificación. Las madrigueras abandonadas y acumulados son probablemente producto de organismos que se alimentan del sedimento. Los rasgos morfológicos de este rastro son semejantes a los del icnofósil *Dactiloidites*.

Sólo se encontraron pocos ejemplares, pero todos estos agrupados en la parte media de la sección 2 (anexo 3).



Figura 25. Icnofósil tipo I (semejante a *Dactiloidites*). Vista en planta. Se ubica en la sección 2 a los 17.7 m.

Iconofacies

En ambas secciones (anexos 2 y 3) se encuentra una distribución de icnofósiles distinta formando varias icnocenosis. Una está caracterizada por la presencia de *Skolithos sp.*, *Thalassinoides sp.* y *Ophiomorpha nodosa*. La otra por *Chondrites* y rastros de erizo. La primera asociación pertenece a la iconofacies *Skolithos* y la segunda a la iconofacies de *Cruziana*. Sin embargo, algunos icnofósiles no son típicos para una sola iconofacies, por ejemplo *Planolites* y *Thalassinoides sp.*, ya que estos se pueden encontrar en una diversidad de ambientes.

La iconofacies de *Skolithos* se caracteriza por ser indicativa de relativamente de altos niveles de energía por oleaje y corrientes, por lo que la mayoría de los icnofósiles en esta iconofacies, en ambas secciones, se distinguen por estar en posición vertical. La presencia de *Skolithos sp.* y su asociación con *Ophiomorpha* es típica de condiciones cercanas a la costa (Martino y Curran, 1990). Aunque puede existir en depósitos de aguas profundas, siempre y cuando los niveles de energía, abastecimiento de alimento y características hidrográficas y del substrato sean las adecuadas (Crimes *et al.*, 1984 citado en Pemberton *et al.*, 1992).

La naturaleza simple de icnofósiles de la iconofacies de *Skolithos* es un reflejo de estrategias alimenticias no especializadas por organismos formadores de estos rastros. Tales animales son naturalmente oportunistas y manifiestan una estrategia en la dinámica de población (Beynon *et al.*, 1988). Debido al alto grado de agitación del agua y al movimiento del sedimento en este ambiente, los organismos que se desarrollan en él se alimentan de material en suspensión. Los organismos adaptados a tales condiciones, al menos en ambientes modernos, incluyen artrópodos (*i.e.* camarones y cangrejos) y gusanos (principalmente poliquetos). Aunque densidades de estructuras biogénicas son altas, la diversidad en general es baja (Ekdale *et al.*, 1984).

Al contrario de la iconofacies de *Skolithos*, el cual contiene pocas categorías etológicas, las asociaciones de rastros fósiles en la iconofacies de *Cruziana* representa una amplia gama de comportamientos, los cuales incluyen perforación, arrastre, reposo, alimentación y escape (Ekdale *et al.*, 1984).

Las condiciones de la iconofacies *Cruziana* comúnmente varía de niveles de energía moderados en aguas poco profundas por abajo de la influencia del nivel base normal de oleaje, pero arriba del nivel afectado por tormentas, a niveles bajos de energía en aguas profundas y pasivas. Por lo que respecto a su posición espacial se encuentran rastros horizontales, inclinados y verticales, predominando en los estratos de grano fino

los que se encuentran en posición horizontal. La facies de *Cruziana* es característica de substratos no consolidados y pobremente seleccionados en la zona submareal. Aunque comúnmente se encuentra en la plataforma continental abierta o en mares poco profundos, trabajos recientes indican que estas icnofacies también se presenta en ambientes marinos marginales, tales como, estuarios, bahías y lagunas (Ekdale *et al.*, 1984).

Organismos epibénticos (e.g. los formadores del icnofósil tipo F, rastros de erizos) y endobénticos (e.g. los formadores del icnofósil tipo E, *Chondrites*) pueden ser comunes y reflejan, abundancia, diversidad y accesibilidad del alimento (Pemberton *et al.*, 1992). Estos organismos se alimentan de microorganismos en suspensión y del propio sedimento en donde se desarrollan (Ekdale *et al.*, 1984).

En la parte inferior de la sección 1 (anexo 2) dentro de una limolita y la cual representa la zona de transición entre la plataforma interna y la playa frontal inferior (capítulo facies sedimentarias e interpretación) existe una mezcla de icnofacies de *Skolithos* y *Cruziana*.

La icnofacies de *Skolithos* puede gradar hacia la zona supramareal o terrestre y hacia el mar a la icnofacies de *Cruziana* (Pemberton *et al.*, 1992). Esta asociación entre las dos facies está claramente relacionada a cambios en los niveles de energía, por ejemplo como producto de tormentas, permitiendo así una gradación de la icnofacies de *Skolithos* (típica de alta energía) a extensiones poco profundas y de baja energía perteneciente a la icnofacies de *Cruziana*. Las asociaciones mezcladas *Skolithos-Cruziana* son comunes tanto en ambientes modernos como en medios antiguos (Pemberton *et al.*, 1992).

En síntesis, los icnofósiles de litofacies que tienden a abarcar playa frontal superior e inferior dentro de la secuencia de la Formación Tepetate en esta localidad, representan a la facies de *Skolithos*. Los que comprenden parte de la playa frontal inferior y parte de la plataforma interna pertenece a una mezcla de icnofacies *Skolithos-Cruziana*; y aquella que comprende a la plataforma interna corresponden a la icnofacies *Cruziana* (fangolitas de la parte inferior de ambas secciones).

FACIES SEDIMENTARIAS E INTERPRETACION

Facies 1: Fangolita-limolita (plataforma interna)

Descripción

Esta facies está compuesta por 6 m de espesor de fangolita color café en general y por un estrato de limolita color gris de 2.5 m de espesor (figura 26).

El contacto entre la facies 1 y sobreyacente facies 2 es de tipo transicional gradando hacia un tamaño de grano más grueso. La limolita intermedia, tanto en la base como en la cima el contacto también es de tipo transicional (anexo 3).

Estos estratos presentan laminación y estratificación cruzada planar incipiente de escala pequeña. En algunas partes, lateral y verticalmente dentro de los estratos no existen en forma clara estructuras sedimentarias singenéticas.

Paleontológicamente en la fangolita se encuentran cantidades regulares de erizos, espinas de erizo, corales, bivalvos, gasterópodos, foraminíferos y ostrácodos, algunos de estos guardan una relación de agrupamiento con un ligero transporte post-mortem (e.g. Jennette y Pryor, 1993) así como fósiles de plantas alóctona de origen continental (capítulo paleontología). En la limolita hay micro y macroforaminíferos planctónicos y bentónicos sin una orientación en particular. Estas rocas estuvieron sujetas a una intensa bioturbación. Los rastros por organismos identificados en la fangolitas son de dos tipos: unos bien preservados que corresponden al icnofósil de tipo *Chondrites* y otro de menor preservación y abundancia de rastros de erizos (capítulo icnofósiles).

Interpretación

La facies lodosa representa un ambiente de baja energía depositada por abajo del nivel base normal de oleaje; pero con influencia temporalmente y a corto plazo por olas extremas generadas por tormentas. La presencia de fragmentos de madera son un buen indicador de perturbaciones atmosféricas intensas capaces de afectar a la flora terrestre de la región y transportar parte de esta a través de corrientes marinas sobre la superficie del mar y posteriormente su depósito en el fondo del mar. Las condiciones de

oxígeno del sedimento eran suficientemente adecuadas, ya que se llegaron a desarrollar comunidades bióticas bentónicas aisladas.

La existencia de un estrato de limolita en medio de dos capas de fangolitas fue posiblemente producto de un relativo descenso en el nivel del mar y por lo tanto un aumento gradual del nivel de energía. Posiblemente este proceso fue debido a movimientos tectónicos locales en la región (capítulo ambiente de depósito).

Esta alternancia fangolita-limolita se depositó en la plataforma continental interna (anexo 2).

Facies 2: Limolita (Transición plataforma interna-playa frontal inferior)

Descripción

La facies 2 está conformada por una limolita de color amarillo (sección 2). El espesor de estas rocas es de 4.20 m con delgados estratos en la parte media-superior de unos cuantos centímetros de espesor de la misma composición feldespática (capítulo petrografía y petrología); pero de diferente dureza a la erosión y con un incremento muy poco considerable en el tamaño de grano.

Se presenta estratificación paralela de escala grande, estratificación cruzada planar y curvada de escala pequeña poco clara y una ligera gradación de tipo normal en algunos estratos. En la base hay pequeñas ondulitas incipientes (anexos 2 y 3).

El contenido fosilífero es muy pobre, pues sólo se encuentran algunos bivalvos, equinodermos, foraminíferos y ostrácodos (anexo 3). La bioturbación fue poco intensa. Los rastros de organismos del tipo *Skolithos sp.* son muy escasos y están poco preservados. En la parte superior sobresalen rastros de erizos y bivalvos (anexo 2).

Interpretación

Esta facies se depositó en la zona de transición entre la plataforma interna (Facies 1) y la playa frontal inferior (Facies 3) con cierta influencia por tormentas en los estratos gradados de limo fino a limo grueso en su parte media-superior (anexo 2). Las capas gradadas en depósitos modernos de la plataforma interna y playa frontal son generalmente interpretados como estratos generados por tormentas. La mayoría de los investigadores están de acuerdo de que estos son producto de transporte de arena de la plataforma a partir de fuentes costeras y estas son indicativas de una rápida

deposición durante la fase final de una tormenta (Héquette y Hill, 1995). Además tormentas son capaces suspender grandes cantidades de limo y arena fina y transportarla hacia aguas profundas (Davis y Byers, 1989).

Facies 3: Arenisca de grano fino (playa frontal inferior)

Descripción

La Facies 3 comprende a areniscas feldespáticas de grano fino de distintos colores. El espesor de esta facies es de 16.6 m en la sección 2, interrumpidas por coquinas conglomerádicas (Facies 4) y lentes de coquina (capítulo petrografía y petrología).

Los tipos de estructuras sedimentarias singenéticas están mejor preservadas y son más abundantes que en cualquier facies de la secuencia. Estas son estratificación paralela, cruzada curvada y planar, en hamaca, laminación, canal, ondulitas, estructuras de despegue, así como estructuras de deformación penecontemporánea del tipo convoluta, flama, escape de agua, de bola y almohada (capítulo estructuras sedimentarias).

Los fósiles registrados en esta facies por orden de abundancia son macroforaminíferos bentónicos, foraminíferos planctónicos, ostrácodos, bivalvos y algas. La bioturbación fue intensa y en muchos contactos entre estratos internos sobresalen límites muy bioturbados. Los rastros dejados por organismos sobre en el sedimento de esta facies son del tipo *Skolithos sp.* principalmente (capítulo icnofósiles).

Interpretación

Esta facies representa un ambiente de aguas someras depositadas por arriba del nivel base de oleaje fuerte en la playa frontal inferior, influenciada por eventos erosivos y de depósito originados por tormentas (capítulo ambiente de depósito). La presencia y alternancia de estratificación paralela (condiciones de tiempo normal) con estratificación cruzada y ondulitas (condiciones de oleaje fuerte) es indicativo de fluctuaciones en el nivel de energía; sin embargo prevalecieron las condiciones tranquilas y normales.

Facies 4: Tempestitas (playa frontal inferior)

Descripción

Esta facies esta representada por capas de hasta 2 m de espesor y otras de menor espesor (anexos 2 y 3, figura 26). Litológicamente está compuesta por material fosilífero, clastos intracuencales y pocos extracuencales de origen volcánico y arena feldespática de grano fino (capítulo petrografía y petrología).

Se presenta en dos distintas formas dentro de la Facies 3: a) Coquina conglomerádica arenosa, como relleno de canales y b) Coquina arenosa, como lentes largos o capas relativamente extensas.

a) En estos rellenos de canal los tipos de estructuras primarias son estratificación cruzada, marcas de corriente y gradación normal incipiente (capítulo estructuras sedimentarias).

Los bioclastos en estos depósito son muy abundantes pero están poco preservados o sólo como fragmentos. Los más abundantes son los macroforaminíferos bentónicos en forma de disco (capítulo paleontología) y en los que se ve una cierta orientación en la dirección de la corriente. También hay ostras, gasterópodos, equinodermos, corales, esponjas, foraminíferos planctónicos, algas y ostrácodos. Se observa bioturbación y algunos rastros del tipo *Skolithos sp.* los cuales están en posición vertical y algunos ligeramente inclinados; sin embargo en los intraclastos retrabajados (caliza y arenisca) dentro de los depósitos se presenta posiblemente el mismo tipo de icnofósil sin ningún orden espacial.

b) Los lentes o capas que comprenden a estos depósitos presentan estratificación cruzada curvada y planar, paralela y marcas de corriente (figura 9).

El contenido fosilífero principal en estas capas y lentes, al igual que los rellenos de canal, es de foraminíferos bentónicos (*Pseudophragmina*), los cuales presentan cierta orientación.

Interpretación

Esta facies fue depositada bajo un régimen de alta energía en la playa frontal inferior. Las condiciones atmosféricas con tiempo normal bajo las cuales se depositó la Facies 3 fueron súbitamente interrumpidas por tormentas, lo que generó dos efectos:

1) Flujos de retorno originados durante tormentas, parcialmente erosionaron (en forma canalizada y no canalizada) el fondo oceánico como resultado de eventos

extraordinarios (Myrow, 1992). 2) Relleno posterior de estos canales (sección 2) con depósitos de varios flujos de escombros (coquina conglomerádica) y tempestitas "clásicas" ricas en coquina en forma de capas y lentes (Walker y James, 1992).

Facies 5: Limolita arcillosa (playa frontal inferior)

Descripción

Cuatro delgadas capas limo-arcillosas de menos de 10 cm de espesor se presentan intercaladas en la parte basal de la facies 5 (figura 26). El intervalo de separación entre cada estrato es de 0.7 m en promedio (anexo 3).

El contacto en la base y en la cima con respecto a la facies 5 es de tipo transicional y erosivo respectivamente.

Las estructuras singenéticas son poco claras y de pequeña escala. Las identificadas son laminación, estratificación cruzada planar y curvada. Algunas capas parecen no contener ninguna estructura primaria.

Los fósiles que se incluyen en estos estratos son fragmentos de plantas de origen continental, foraminíferos, ostrácodos, diatomeas y radiolarios planctónicos, algunos de estos microfósiles están bien recristalizados y la mayoría bien preservados (capítulo paleontología). Estos pertenecen a ambientes de plataforma interna nerítica. Los icnofósiles identificados son *Thalassinoides sp.* y *Skolithos sp.* (capítulo icnofósiles).

Interpretación

Las características comunes de esta facies depositada sobre la playa frontal inferior son interpretadas para indicar procesos que involucran erosión, resuspensión de sedimento de capas preexistentes y depósito a partir de sedimento en suspensión. La resuspensión se presenta principalmente durante tormentas y la energía de las olas es el principal agente de este proceso (Hill y Nadeau, 1989). La presencia de microfósiles de agua relativamente profunda (menor a 50 m) en esta parte superior de la secuencia (playa frontal inferior), sugiere un transporte de estos por posibles corrientes marinas superficiales originadas durante tormentas. Estas corrientes provenientes de partes más distales al llegar a la costa se convierten en flujos de retorno; durante la fase final de la tormenta estos flujos son interrumpidos y el material biogénico y terrígeno fino en suspensión se deposita en el fondo marino. La existencia de acumulaciones de

fragmentos de plantas alóctonos de origen continental en estos estratos, indican que estos fueron transportados, re TRABAJADOS y depositados posiblemente después de la tormenta.

Facies 6: Arenisca de grano fino-medio (playa frontal superior)

Descripción

La facies 5 (figura 26) que representa a las rocas superiores de toda la secuencia presenta un espesor de 19 m en la sección 2 (anexo 3). Litológicamente comprende a arenisca de color gris oscuro, de composición feldespática principalmente y con contenido de fragmentos líticos y vidrio volcánico (capítulo petrografía y petrología). La matriz y el cemento de calcita disminuye notablemente en comparación a la Facies 1, 2, 3 y 4.

Las estructuras sedimentarias singenéticas son escasas, de escala pequeña y muy poco claras. Esto es posiblemente a la uniformidad en el tamaño y forma de los granos, a la presencia de cemento (zeolita) muy homogéneo y a bioturbación.

Los fósiles existentes en esta parte son macroforaminíferos bentónicos, foraminíferos planctónicos, conchas y algas, aunque son muy escasos y espacialmente esporádicos, la mayoría se presenta como fragmentos (capítulo paleontología). No hay un acomodo ordenado de los bioclastos en los estratos. La bioturbación es regular e incipiente. Los rastros dejados por organismos del tipo *Thalassinoides sp.*, *Ophiomorpha nodosa*, *Planolites sp.* y *Skolithos sp.* están bien preservados y llegan a medir en el caso de *Ophiomorpha* hasta 39 cm (capítulo icnofósiles). Estos se ubican en la base y en la cima de la secuencia principalmente (anexos 2 y 3).

Interpretación

Esta facies se depositó sobre la playa frontal superior y representa en la secuencia la parte más somera y más cercana a la costa. Sobre esta parte existió una gran aportación de material terrígeno (volcánicos).

La inexistencia en general de material calcáreo y presencia de icnofósiles creados por organismos oportunistas (capítulos icnofósiles e icnofacies) y otros parámetros hacen suponer que los niveles de energía son de moderados a altos. A diferencia de la

Facies 3 en esta parte no existió depósito de tempestitas, por lo que indica solamente la zona de paso tempestitas (bypass tempestites).

Esta secuencia de areniscas se depositó en aguas someras dentro de la playa frontal superior. En esta facies no existen intercalaciones de tempestitas. La inexistencia de estas tempestitas en la parte superior sugiere su canalización debido a corrientes de tormentas extremas en la playa frontal superior conduciendo al completo retrabajamiento de capas previamente depositadas por tormentas (Héquette y Hill, 1995). Esto es coherente con los resultados de Thorne *et al.* (1991), quien pronosticó que sobre la playa frontal, donde las capas son frecuentemente retrabajadas por corrientes de tormenta, mucho de cada capa depositada por tormentas es erosionada por tormentas posteriores. Por lo tanto esta facies representa una zona de paso (bypass) de material arrastrado por tormentas (e.g. Myrow, 1992; Vazquez y Schwennicke, 1996).

AMBIENTE DE DEPÓSITO

La Formación Tepetate es una secuencia sedimentaria clástica de origen marino originada durante en Paleoceno Superior-Eoceno Inferior. Esta se depositó sobre una probable plataforma continental angosta tectónicamente activa. En base a estudios paleomagnéticos se determinaron paleolatitudes en estratos del Eoceno Temprano en la península de Baja California, indicando que esta se encontraba antes de la apertura del Golfo de California, adyacentemente suturada al norte del macizo mexicano antes del Eoceno Temprano (Flynn *et al.*, 1989). En el margen occidental de México durante ese tiempo, interacción de placas tectónicas provocaron un proceso de subducción por abajo del oeste de México (Atwater, 1970). Este margen convergente originó la Sierra Madre Occidental propiciando abastecimiento de material volcánico en el oeste de México (Hausback, 1984). Los sedimentos de la Formación Tepetate reflejan la posición paleogeográfica; su composición petrográfica es común para depósitos en márgenes activos (capítulo petrografía y petrología).

Es probable que en el área de depósito de la Formación Tepetate localmente existieron movimientos tectónicos, que levantaron y hundieron bloques. Esto provocó que los bloques levantados y en los que iban incluidos partes de la plataforma, no se abastecieran del aporte normal de sedimentos y material biogénico. Por el contrario, las partes hundidas recibían gran aporte de material rellenando los desniveles originados por el tectonismo local. Esta suposición es debida a que no existe una correlación en espesores de las secciones 1 y 2 (anexos 2 y 3). En ambas localidades las secciones presentan topográficamente diferentes alturas (sección 1: 30 m, sección 2: 60m). Sin embargo tanto las bases como las cimas se pueden correlacionar claramente; pero no así con una parte de los estratos medios-superiores, faltando aproximadamente 30 m de depósito en la sección 1 (Figura 26).

Estudios micropaleontológicos (en foraminíferos) muestran que el Eoceno Temprano (registro pico, hace 52 m.a.) fue globalmente la parte más caliente y húmeda del Cenozoico; esto es generalmente confirmado por flora y fauna de origen continental (Wing *et al.*, 1991). Al menos los primeros 10 m. a. del Eoceno una gran parte de la superficie de la Tierra, incluyendo interiores continentales, tuvo climas con temperaturas mucho más altas que los inviernos modernos. En síntesis, en latitudes medias a altas en la Tierra hay evidencias de climas calientes durante el Eoceno (Greenwood y Wing, 1995).

La Formación Tepetate en esta localidad en forma general es una secuencia sedimentaria marina regresiva que gradúa de granos tamaño arcilla a arena fina. Las seis facies sedimentarias propuestas (capítulo facies sedimentarias e interpretación) fueron originadas en ambientes de depósito que abarcan de la plataforma interna a la playa frontal superior (figura 26). Los paleoambientes de la Formación Tepetate en el Conejo son los siguientes:

La parte distal fue predominantemente arcillosa. Este fango se depositó por abajo del nivel base de oleaje normal pero por arriba del nivel de oleaje extremo (*i.e.* durante fuertes tormentas). En general las condiciones de energía eran bajas. La concentración de oxígeno dentro del sedimento fue suficientemente buena para el desarrollo de organismos; aunque algunos de estos tuvieron un corto transporte post-mortem dentro del mismo medio fangoso (capítulo paleontología) provocado por posibles corrientes geostróficas a lo largo de la plataforma (figura 27). Fragmentos de plantas de origen continental fueron arrastrados por corrientes superficiales marinas desde la costa durante tormentas (Vázquez-García y Schwennicke, 1996) depositándose estos en la plataforma interna.

Las capas sobreyacentes (Facies 2) representan una zona de transición entre la plataforma interna y la playa frontal inferior con influencia parcial de tormentas. En estas capas, niveles regulares de energía (provocada por tormentas) depositaron relativamente rápido material un poco más grueso (limo), conformando así, capas con una ligera gradación. Estratos finos gradados son considerados como resultado de tormentas (Héquette y Hill, 1995).

En la playa frontal inferior prevalecieron condiciones normales de sedimentación con niveles regulares de energía. Los sedimentos (Facies 3) fueron depositados por abajo del nivel base de oleaje normal; pero por arriba del nivel de oleaje extremo. Sin embargo eventos de alta energía (*i.e.* tormentas) interrumpieron súbitamente las condiciones tranquilas de esta facies. Tormentas provocaron flujos de retorno (Vázquez-García y Schwennicke, 1996) desde la playa frontal superior hasta esta parte (figura 27). Esto originó la erosión del fondo oceánico y canalización del mismo. Posteriormente estos canales fueron rellenados por varios flujos de escombros (coquina conglomerádica arenosa), tempestitas ricas en coquina y por la sedimentación normal. Los flujos de escombros originados sobre la plataforma son capaces de moverse muchos kilómetros mar adentro (Myrow, 1991), sobre superficies con muy bajos gradientes. Aunque el transporte de este material denso fue relativamente corto. Las tempestitas ricas en coquina con ausencia de clastos intraformacionales (caliza y arenisca) y extraformacionales (volcánicos) probablemente representen eventos de menor energía.

La composición general de estos depósitos (abundancia de macroforaminíferos lagunares y otros fósiles de aguas someras) y su posición en depósitos de playa frontal

inferior (Facies 3) indica claramente, que no son depósitos de flujos de turbidez; una interpretación sugerida por Galli-Olivier *et al.* (1986).

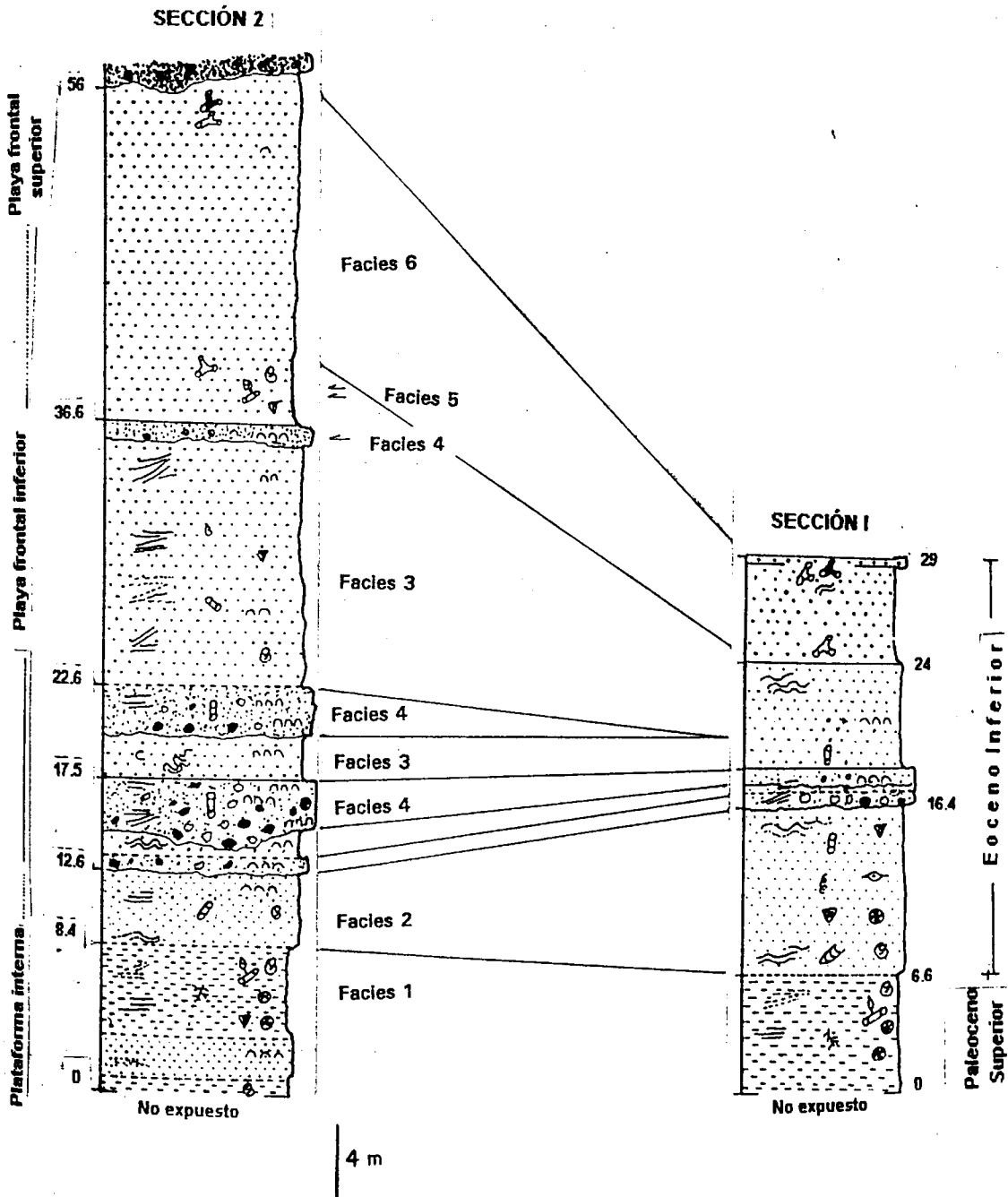


Figura 26. Correlación de secciones compuestas condensadas, con facies sedimentarias y sus respectivos ambientes de depósito.

En la parte superior de la secuencia, pero dentro de la misma playa frontal inferior, en forma intercalada existen delgados estratos limo-arcillosos (Facies 5) con microfósiles que representan un ambiente de plataforma nerítica interna no mayor de 50 m de profundidad. (comunicación escrita Carreño, 1997) los cuales posiblemente llegaron por corrientes hasta la costa durante la fase final de tormentas. El material limo-arcilloso fue depositado por resuspensión (capítulo facies sedimentarias e interpretación). Este proceso de resuspensión se presenta en tormentas y la energía de olas es el principal agente de este proceso (Hill, 1989). Durante la fase final de estas tormentas también se depositaron en estos estratos fragmentos de plantas de origen continental.

Por último las arenas finas a medias (Facies 6) fueron depositadas en la playa frontal inferior, la cual representa una zona de moderada a alta energía (Vázquez, 1996). Esta parte representa una zona de paso de tempestitas (bypass tempestites) generadas por flujos de retorno; aunque no existió depósito de material grueso sobre esta parte.

La presencia de macroforaminíferos bentónicos de ambientes lagunares en muchos de los estratos (principalmente en tempestitas) indican la existencia de lagunas muy cercanas al depósito de los sedimentos que conforman a la secuencia. Estos ambientes someros durante tormentas fueron parcialmente modificados, de modo que mucha de la fauna (principalmente *Pseudophragminas*) fue transportada y depositada mar adentro.

Fuertes tormentas son reconocidas como importantes agentes en el transporte sedimentario y en la generación de estructuras sedimentarias y texturas. Destrucción de arrecifes, transporte de arena hacia la plataforma, erosión y resuspensión, flujos de escombros, capas de tormenta de milímetros a metros, estratificación en hamaca y modificación de la línea de costa han sido características citadas como producto de tormentas (e.g. Perkins y Enos, 1968; Kreisa, 1981; Dott y Bourgeois, 1982; Perlmutter, 1982; Duke, 1985, citado en Barron, 1989).

Algunos foraminíferos se encuentran con diferentes grados de fosfatización. Posiblemente este proceso de fosfogénesis tuvo lugar dentro del mismo ambiente lagunar que junto a surgencias y descarga fluvial crearon las condiciones favorables para el desarrollo de organismos microbiales apatizados (capítulo diagénesis) dentro de las cámaras de foraminíferos. Actualmente existen procesos fosfogénéticos en algunas lagunas costeras de Baja California Sur (Schwennicke *et al.*, 1996).

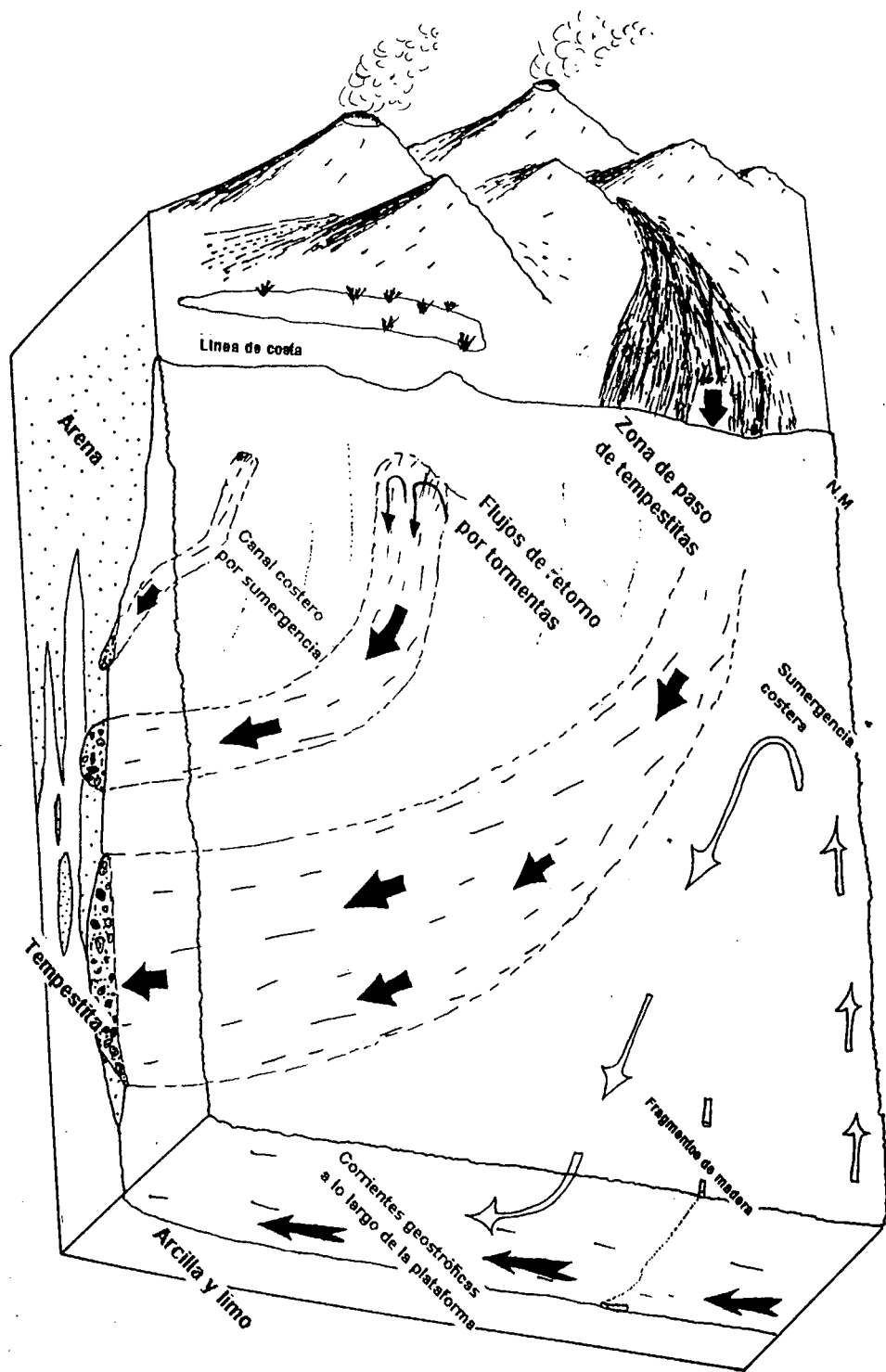


Figura 27. Modelo de depósito del material que conforma a la Formación Tepetate en el arroyo El Conejo.

CONCLUSIONES

- A. De acuerdo a los macro y microfósiles se establece que la Formación Tepetate se depositó durante el Paleoceno Superior y Eoceno Inferior.
- B. Algunos de los macro y microfósiles marinos y relativa gran cantidad de fragmentos de plantas sobre esta plataforma, sugiere un paleoclima caliente tanto en mar como en el continente.
- C. Movimientos tectónicos locales levantaron y bajaron bloques originando una correlación incompleta entre las secciones 1 y 2, ya que ambas son correlacionables claramente en sus partes superiores e inferiores; sin embargo en la sección 1 faltan aproximadamente 30 m de depósito en su parte media superior.
- D. La principal fuente de aporte de la Formación Tepetate fue proveniente de la Sierra Madre Occidental, cuando aún la península formaba parte del macizo mexicano y sobre su margen occidental existía una zona de subducción.
- E. Se distinguen varias facies sedimentarias en las rocas de origen marino de la Formación Tepetate en esta localidad, representando una secuencia regresiva depositada en una plataforma continental de un margen tectónicamente activo.
- F. En ambas secciones, de la parte inferior a la parte superior el tamaño de grano es de arcillas a arena fina-media.
- G. Petrográficamente la parte inferior en forma general está representado por material fangoso rico en óxidos de fierro. La parte media incluye a areniscas feldespáticas litificadas por carbonato de calcio. La parte superior está conformada por areniscas feldespáticas y partículas volcánicas, cementadas por zeolitas.
- H. Se presentaron procesos fosfogénéticos y de glauconitización en el material fosilífero que abarca la parte media y superior de la secuencia. Por lo tanto se establece la fosfogénesis más temprana durante el Terciario hasta ahora registrada en la península de Baja California.

I. Procesos fosfogenéticos se llevaron a cabo posiblemente dentro de lagunas cercanas al sitio de depósito de la secuencia de la Formación Tepetate. Este proceso fue favorecido por surgencias que permitieron el desarrollo probablemente de organismos microbiales apatizados dentro de las cámaras de macroforaminíferos principalmente.

J. La presencia de granos redondeados sin estructura interna a partir de foraminíferos bentónicos y planctónicos es debida a procesos de micritización, goetización, glauconitización y fosfatización y su posterior retrabajamiento en la plataforma.

K. Las facies sedimentarias abarcan los siguientes ambientes de depósito: plataforma interna (Facies 1), zona de transición plataforma interna-playa frontal inferior (facies 2), playa frontal inferior (Facies 3, 4 y 5) y playa frontal superior (Facies 6).

L. La parte inferior de la secuencia la comprenden las Facies 1 y 2. Estos sedimentos de grano tamaño arcilla y limo, se depositaron por abajo del nivel base normal de oleaje, pero afectados por niveles extremos de oleaje por tormentas. Sin embargo la falta de material grueso (tempestitas) hace suponer la inhibición de este a la plataforma interna debido a corrientes geostroficas submarinas a lo largo de la plataforma y posiblemente a la magnitud de las tormentas.

M. La parte media de la secuencia comprende a las Facies 3 (sedimentación normal) y 4 (tempestitas). Estas facies se depositaron arriba del nivel base de oleaje fuerte. Los límites erosivos y presencia de tempestitas indican una repentina y rápida depositación de material grueso transportado de la playa frontal superior a la playa frontal inferior por flujos de retorno por tormenta, originando la erosión del fondo marino y formación de canales los cuales fueron posteriormente rellenados por flujos de escombros (material grueso), areniscas ricas en coquina y por la sedimentación normal. Las diferencias en el espesor, continuidad lateral y frecuencia de estas tempestitas posiblemente no son atribuibles a la frecuencia y magnitud de tormentas sino a un acomodo efectivo y a altas proporciones de sedimentación debido a variaciones laterales en la morfología de la costa y la plataforma.

N. La mayor parte del contenido fosilífero que conforman a las rocas (coquina conglomerádicas, coquinas arenosas y areniscas con coquina) está conformada por

macroforaminíferos bentónicos clasificados como *Pseudophragmina (proporocyclina) flintenensis*. Estos organismos vivían en ambientes lagunares.

O. La Facies 5 se ubica en forma intercalada dentro de la Facies 3 y comprende la parte superior de esta última. Los microfósiles que representan profundidades no más de 50 m fueron depositados posiblemente por corrientes marinas que los arrastraron de partes más profundas hasta la playa frontal inferior durante tormentas. Conjuntamente a este proceso el material terrígeno fue depositado por resuspensión generado por olas durante la fase final de tormentas.

P. La parte superior está conformada por la Facies 6 la cual es integrada por areniscas de grano fino-medio y con relativo altos índices de aporte de material volcánico. Los niveles de energía fueron de moderados a altos. La falta de material grueso (tempestita) en la playa frontal superior indica que fue una zona de paso (bypass tempestites) de este material, depositándose este mar adentro sobre la playa frontal inferior.

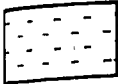

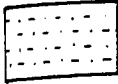

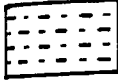



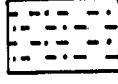
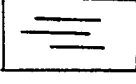
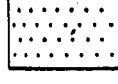
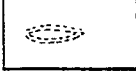
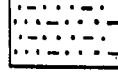
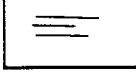
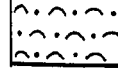
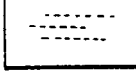
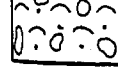
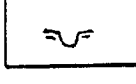



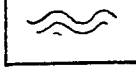
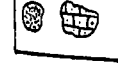


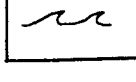



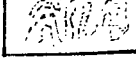
Q La distribución de icnofósiles dentro de las secciones forman varias icnocenosis. La primera asociación pertenece a la icnofacies de *Skolithos* la cual es indicativa de relativamente altos niveles de energía por oleaje y corrientes. La segunda asociación pertenece a la icnofacies de *Cruziana* la cual indica niveles de energía moderados en aguas poco profundas por abajo del nivel base de oleaje. La asociación de icnofacies *Skolithos-Cruziana* es debida a un incremento en la energía dentro de la cuenca; migrando la icnofacies de *Skolithos* al dominio de la icnofacies de *Cruziana*.



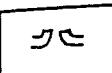


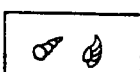
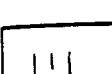



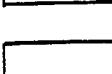

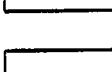
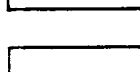
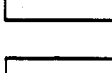
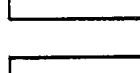
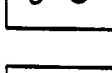
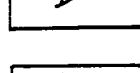


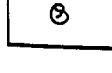
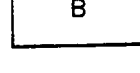

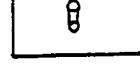






RECOMENDACIONES

Prácticamente no existen estudios sedimentológicos y sólo algunos paleontológicos de las rocas que conforman a la Formación Tepetate. Por lo que sería importante ampliar lateralmente el conocimiento de esta formación, ya que cubre extensiones laterales y verticales relativamente considerables. De esta forma se estaría dando la pauta para posibles correlaciones y una posible estratigrafía, así como los ambientes de depósito en forma global y finalmente la paleogeografía de esta formación.

ANEXOS

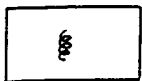
SIMBOLOGIA

	Fangolita		Estratificación cruzada planar
	Fangolita limosa		Estratificación cruzada planar incipiente
	Limolita arcillosa		Estratificación cruzada curvada
	Limolita		Estratificación cruzada curvada incipiente
	Limolita arenosa		Estratificación paralela
	Arenisca		Estratificación cruzada en hamaca
	Arenisca limosa		Laminación
	Coquina arenosa		Laminación incipiente
	Coquina conglomerádica arenosa		Canal
	Brecha		Gradación
	Extraclasto		Ondulitas
	Intraclasto arenoso y micrítico		Ondulitas incipientes
	Lente corto de coquina		Estructura de flama
	Lente largo de coquina		Estructura de bola y almohada (Ball- and pillow structure)
	Lente		Estratificación convoluta

	Estruc. de deformación por escape de agua		Ostras
	Estructura de despegue		Bivalvos
	Dropstone		Gasterópodos
	Diaclasas		Gasterópodos gigantes
	Contacto concordante		Radiolarios
	Contacto transicional		Diatomeas
	Contacto erosivo		Ostrácodos
	Contacto con marcas de corriente		Algas
	Macroforaminíferos		Restos de plantas
	Microforaminíferos		Bioturbación
	Erizos		Skolithos (icnofósil tipo A)
	Espinas de erizo		Thalassinoides (icnofósil tipo B)
	Corales		Ophiomorpha (icnofósil tipo C)
	Estrellas de mar		Rastros de bivalvos (icnofósil tipo D)
	Eponjas		Chondrites (icnofósil tipo E)



Rastros de erizo
(icnofósil tipo F)



Gyrolithes (icnofósil tipo G)



Planolites (icnofósil tipo H)



Icnofósil tipo I

A Amarillo

Ecc Estratificación cruzada curvada

Av Amarillo verdoso

Ecp Estratificación cruzada planar

G Gris claro

Ep Estratificación paralela

Go Gris oscuro

O Ondulitas

C Café claro

L Laminación

Co Café oscuro

Rp Rosa pálido

Espeor del paquete de rocas

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	ICNOFOSILES	FOSILES			LITOLOGIA
		ABUNDANCIA			
Escala		MUCHA	REGULAR	POCA	
5 m 1 m 10 cm 10 mm 1 mm					
Ep					

COLOR

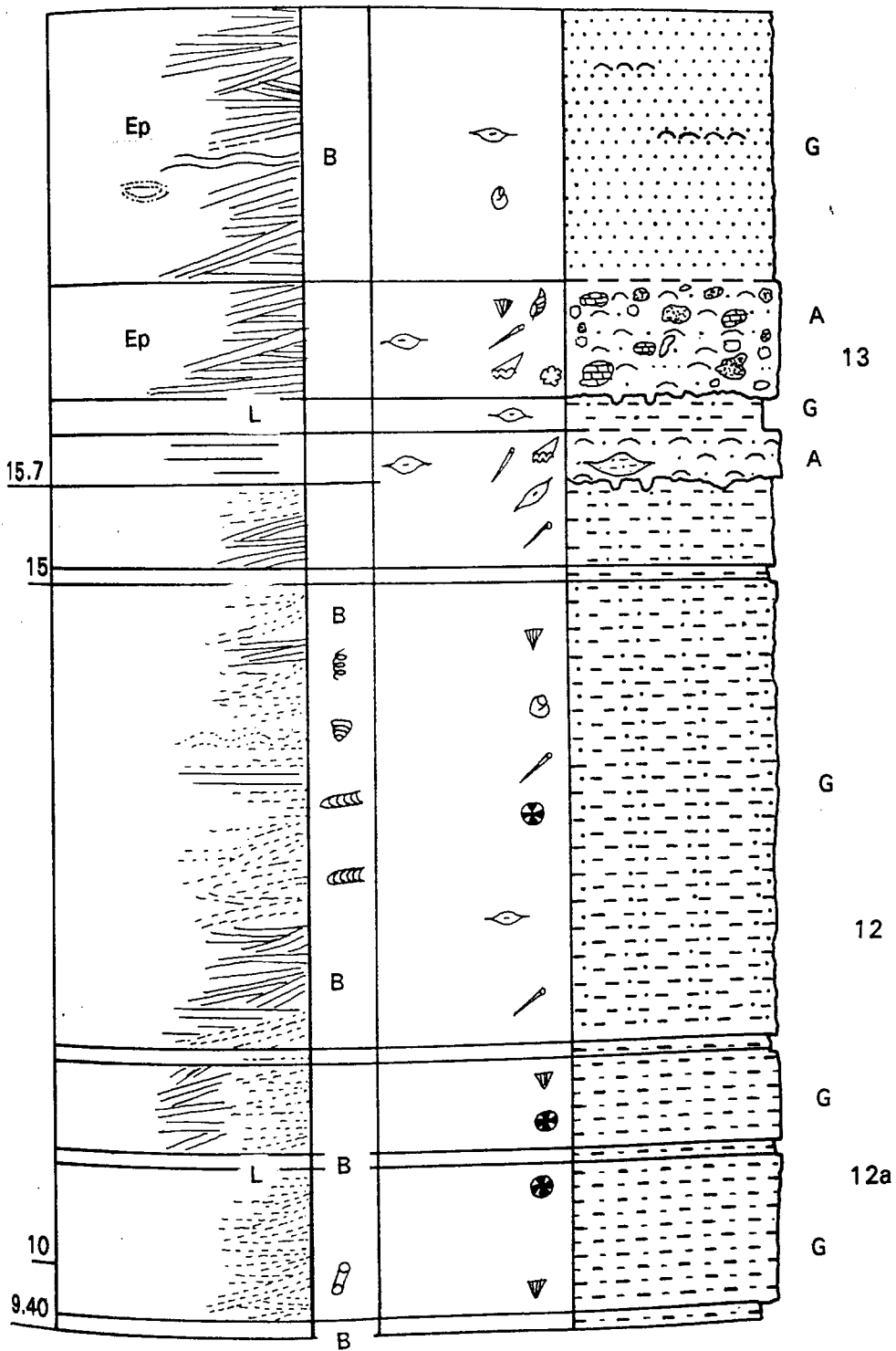
No. DE MUESTRA

INTERPRETACION

V 10d

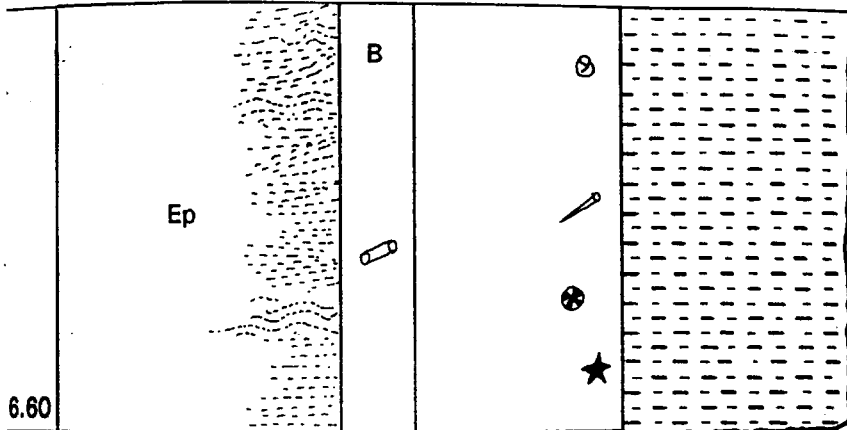
Escala vertical





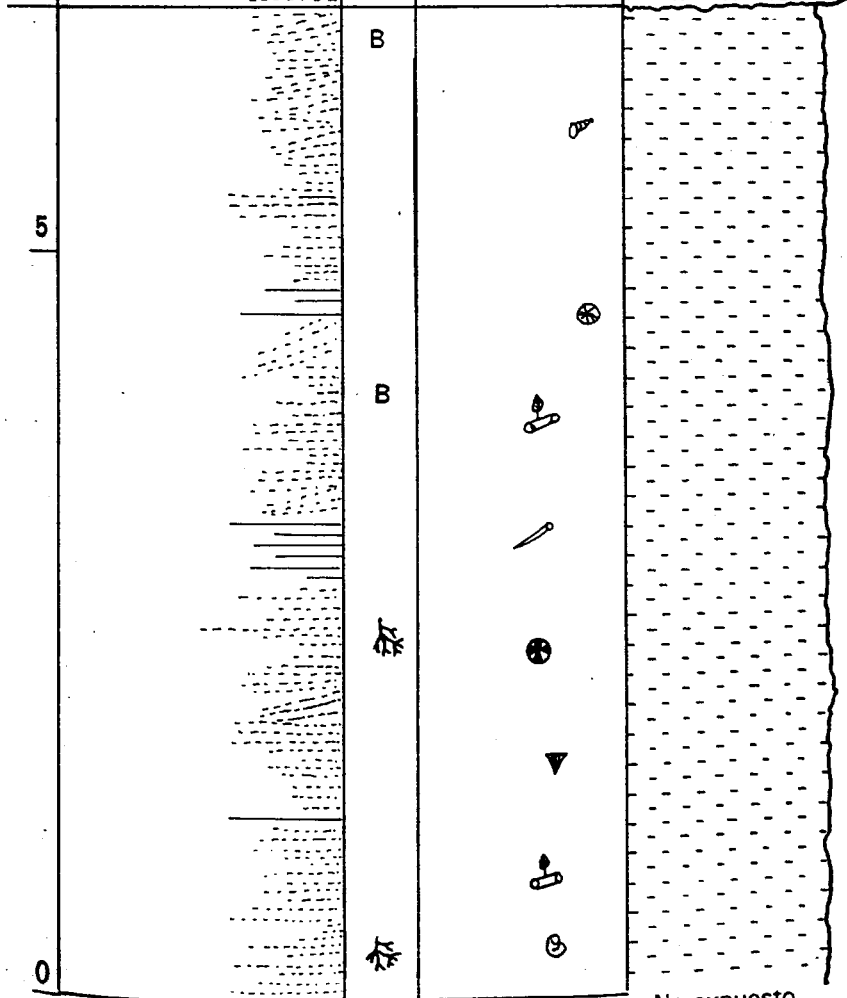
————— Playa frontal inferior
 —————
 Zona de transición
 plataforma interna - playa frontal inferior
 —————

9.40



12a

6.60



G

11

5

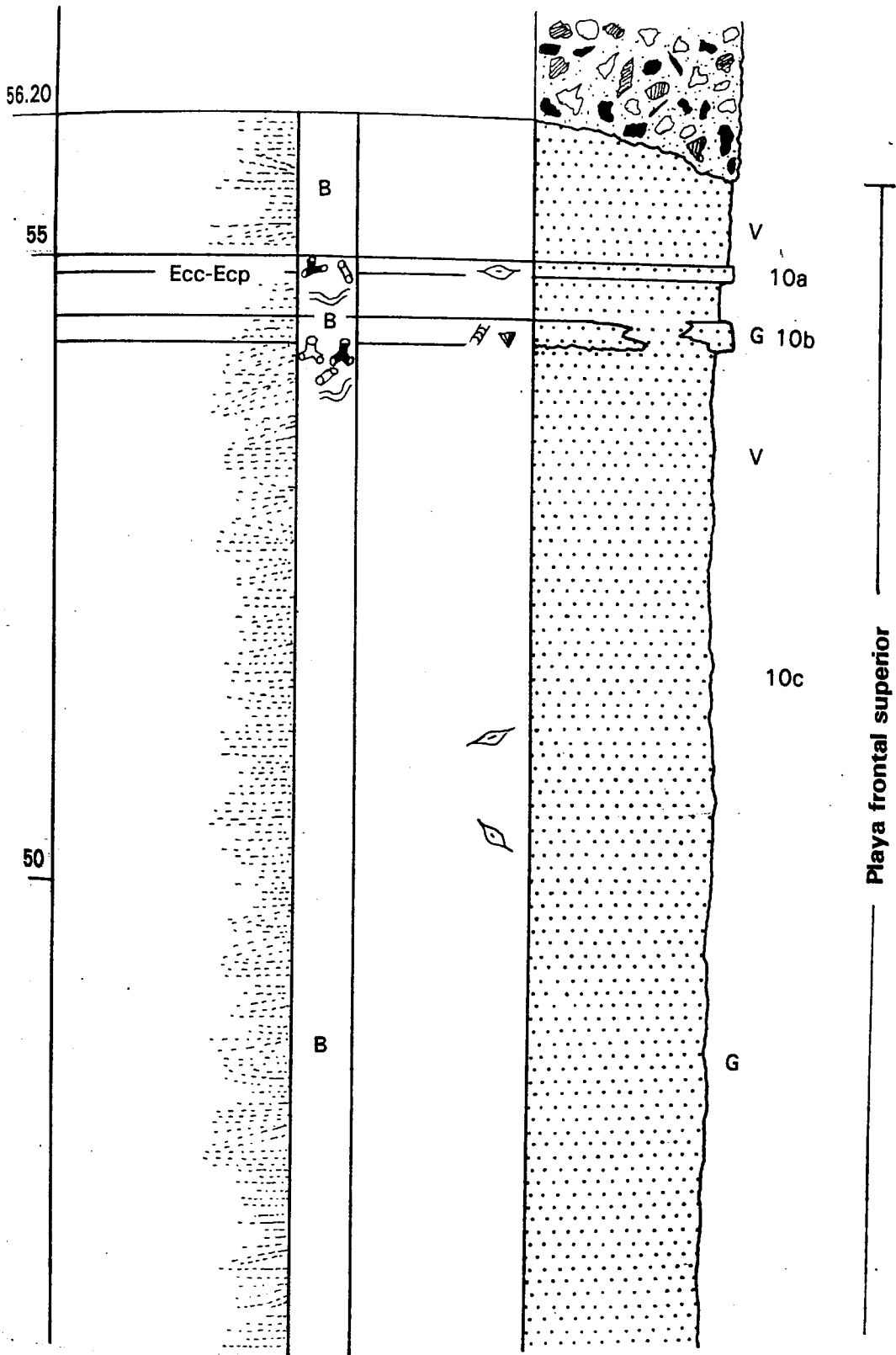
Co

11a

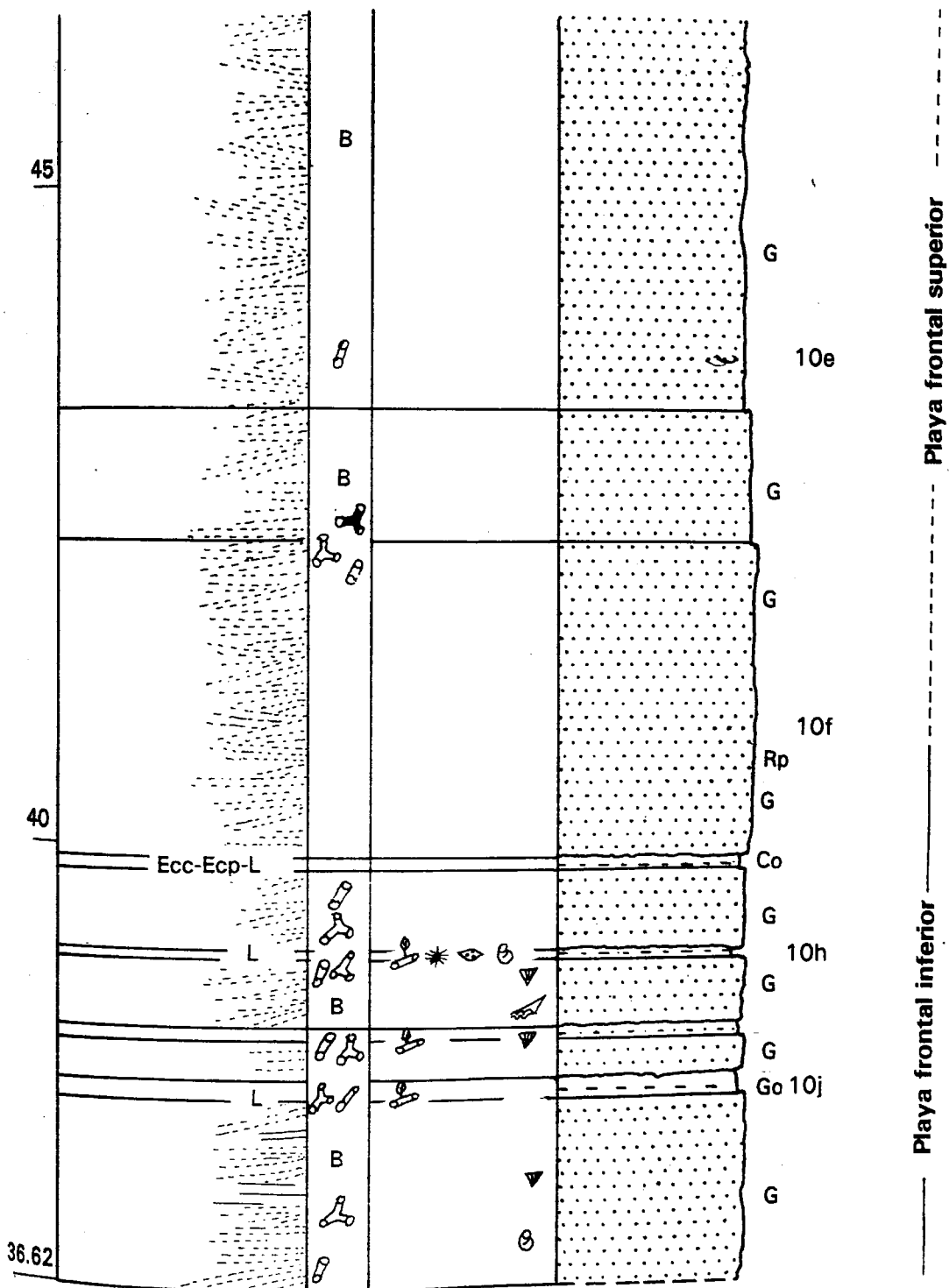
Plataforma interna

No expuesto

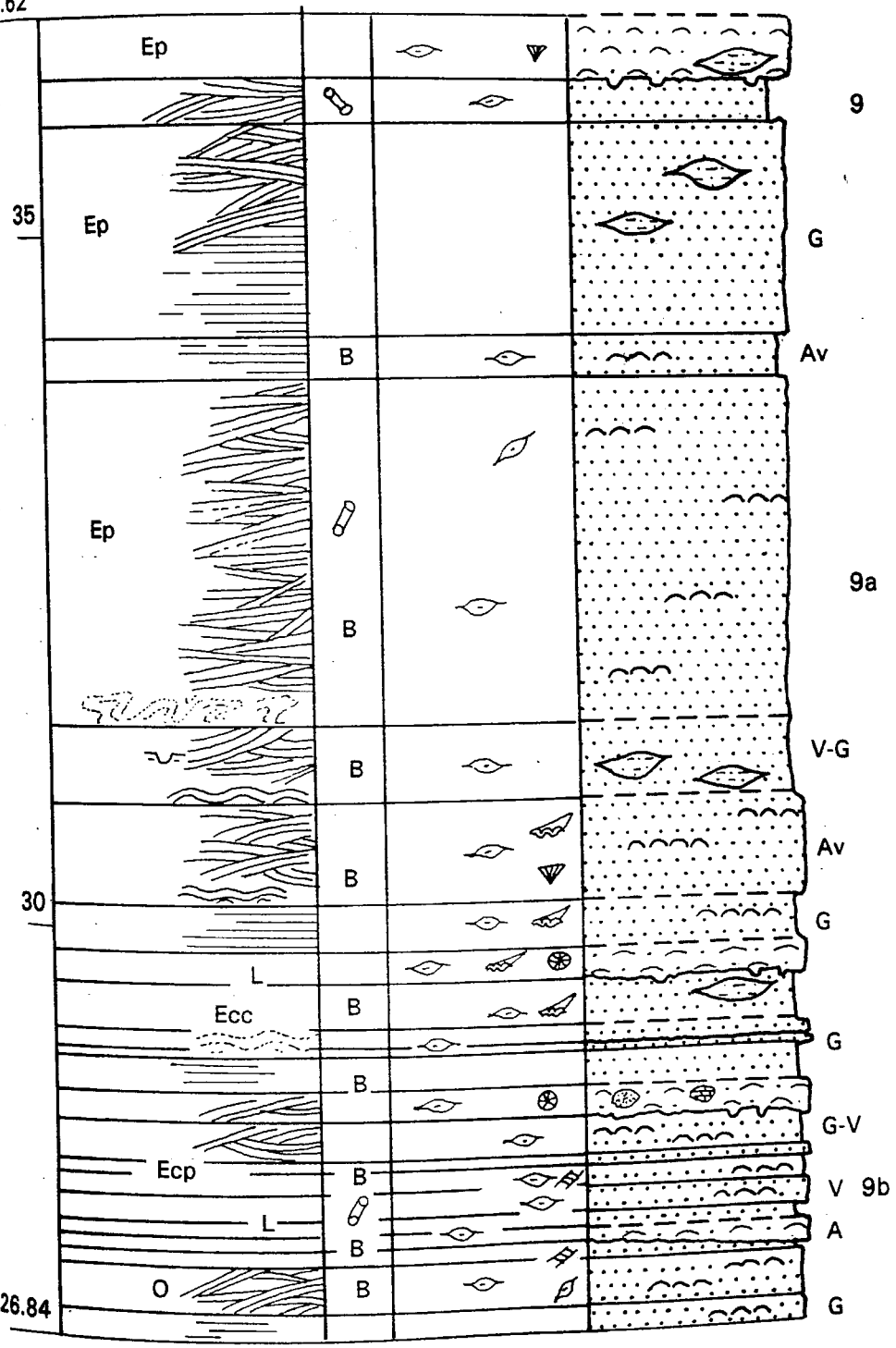
Sección 2 (arroyo El Conejo)



Anexo 3. Sección 2 (arroyo El Conejo).



36.62



Playa frontal inferior

Continuación anexo 3

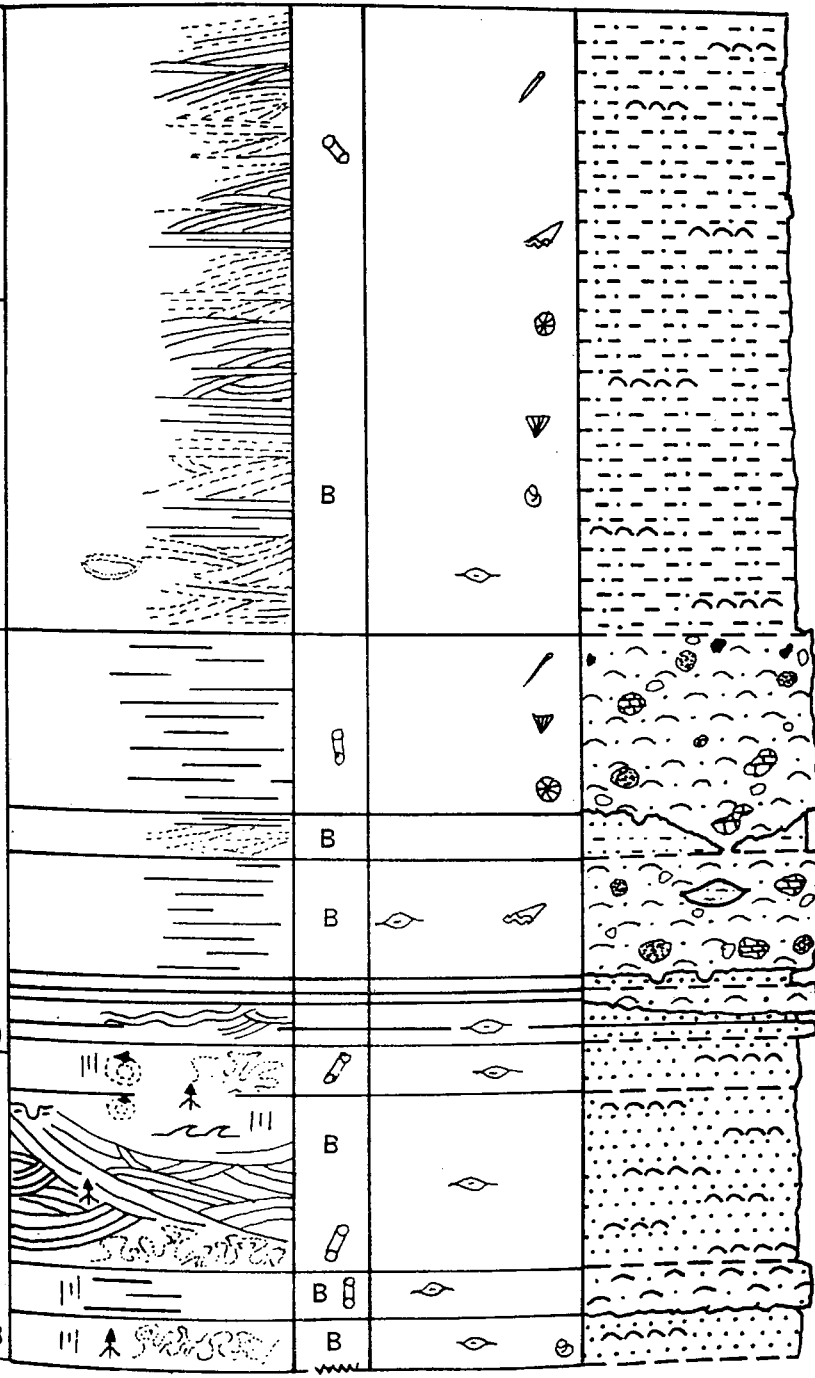
26.84

25

22.61

20

17.73



G

8

A

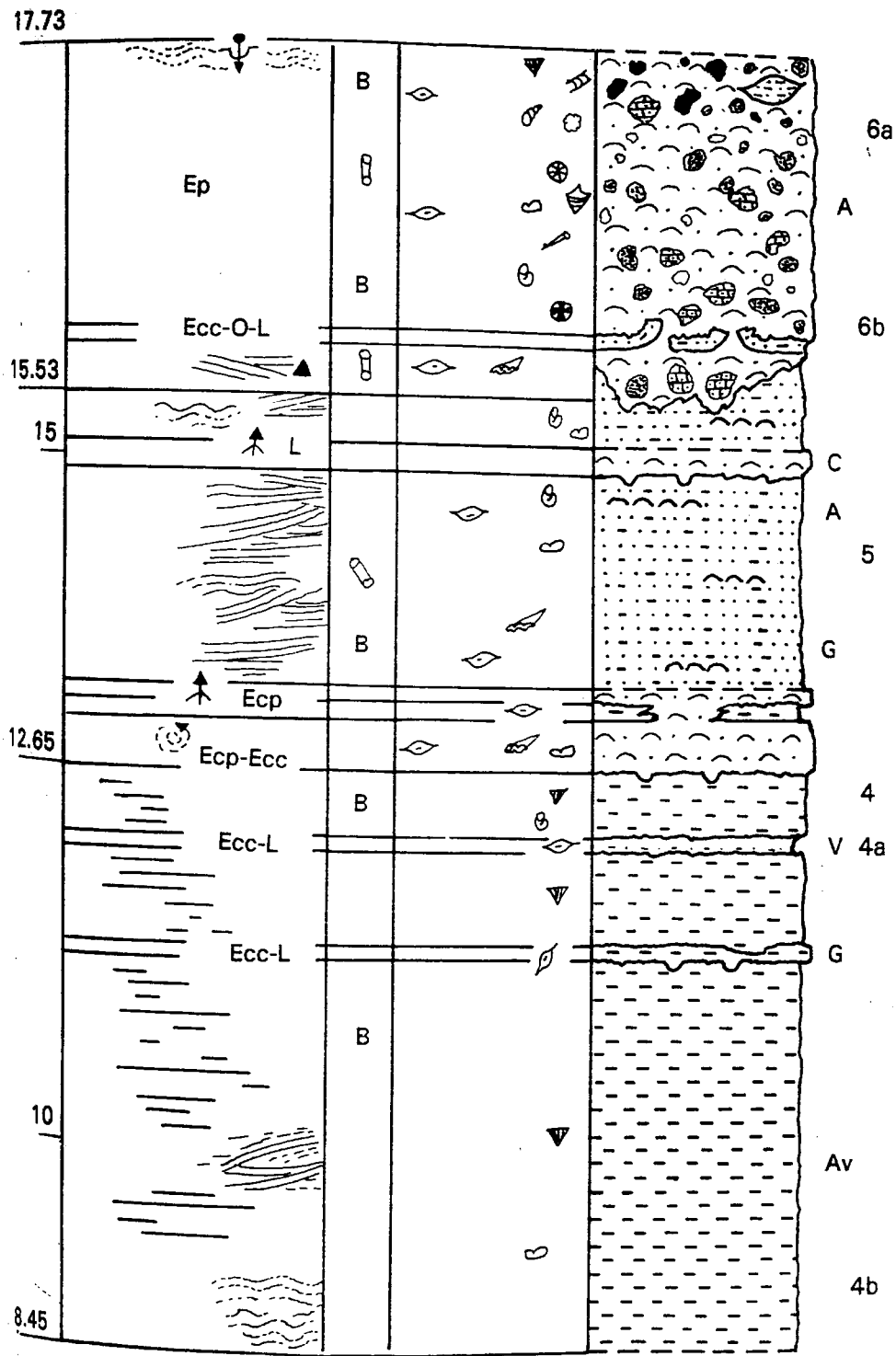
G 7a

A

7b

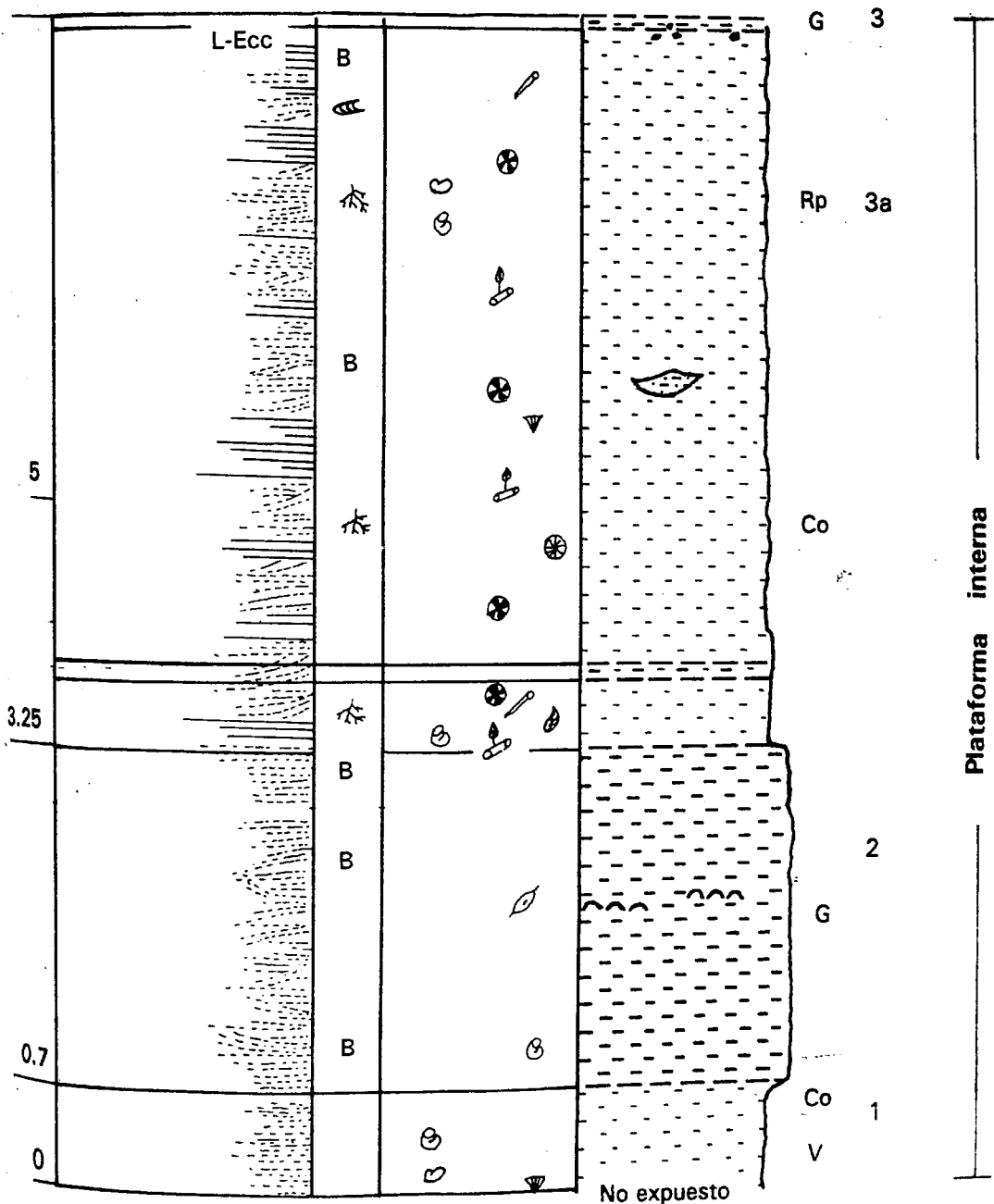
G

Playa frontal inferior



Playa frontal inferior

Zona de transición
plataforma interna - playa frontal inferior



SECCION 2												
Muestra	FSP	Qz	MI	MP	FRV	FRI	FRS	FRM	GL	PD	FOS	BC
5	71	8	7	8					1			7
8b	74	10	8	8								2
8a	71	11	5	5			1					7
7b	73	8	14	8			1					
9b2	73	9	8	8			3					3
9b1	88	12	8	7	1		1					3
9	88	12	2	7			5		2			3
10f	73	8	8	3			1			3	8	
10e	59	7	4	5	7		8	5	1	2	4	
10c	59	8	3	4	9	3	7	4		2	1	
10b	82	8	5	8	5	2	5	3		2	1	3
10a	50	7	8	4	8		12	10		1	2	
SECCION 4												
14	58	10	3	2		1	9	1	1	2	4	8
A	84	11	3	4	4	4	3	2				5
B	48	10	10	8	1	1	4		3	1	1	15

Anexo 4. Porcentaje de granos a partir de láminas delgadas de las secciones 1 y 2.

SECCIÓN 2					
Muestra	Selección	Redondez	Cemento	Matriz	Nombre de la roca
1	Buena	_____	_____	Arcilla-limo	Fangolita
2	Buena	Regular	Micrita	Limo	Limolita foëilifera
3a	Buena	_____	_____	Arcilla-limo	Fangolita
3	Buena	_____	_____	Arcilla-limo	Fangolita
4b	Buena	Regular	Micrita	Limo-arcilla	Limolita
4a	Buena	_____	_____	Arcilla-limo	Fangolita limosa
4	Buena	Regular	Micrita	Limo-arcilla	Limolita arcillosa
5	Regular	Maia	Micrita	Limo	Arenisca limosa feld.
6b	Buena	Regular	Micrita	Limo	Arenisca
6a	Regular	Maia	Micrita	Limo	Arenisca limosa feld.
7b	Buena	Maia	Micri.-espanita	Limo	Arenisca feld.
7a	Regular	Maia	Micrita	Limo	Aren. limo. calcárea
7	Regular	Regular	Espanita	Micrita	Caliza arenosa foëil.
8	Buena	Regular	Micrita	_____	Limolita aren. calcár.
9b	Regular	Maia	Micrita	Limo	Aren. feld. calcárea
9a	Regular	Maia	Micrita	Limo	Aren. feld. calcárea
9	Regular	Maia	Micrita	Limo	Aren. feld. calcárea
10j	Maia	Maia	Dolomita-micr.	Limo	Limolita
10h	Maia	Regular	Dolomita	Limo-arcilla	Limolita arcillosa
10f	Buena	Maia	Zeolita-dolom.	Limo	Arenisca feld.
10e	Regular	Maia	Zeolita-dolom.	Limo	Arenisca feld.
10c	Maia	Regular	Zeolita	_____	Arenisca feld.
10b	Regular	Regular	Espanita-micr.	_____	Aren. feld. calcárea
10a	Maia	Maia	Zeolita	_____	Arenisca feld.
SECCIÓN 3					
11a	Buena	_____	_____	Arcilla-limo	Fangolita
11	Buena	_____	_____	Arcilla-limo	Fangolita
12a	Buena	Regular	Micrita	Limo-arcilla	Limolita arc. calcár.
12	Buena	Regular	Micrita	Limo	Limolita aren. calcár.
13	Regular	Regular	Micrita	Limo	Coquina arenosa
A	Buena	Maia	Zeolita	Limo	Arenisca feld.
14	Regular	Maia	Silice-micr.	Limo-arcilla	Aren. lim. feld. foëil.
B	Buena	Regular	Micrita	_____	Arenisca feld foëil.

Anexo 5. Parámetros texturales y clasificación de las rocas analizadas en las

FORAMINIFERA

Acarinina broedermani Cushman
Acarinina bulbrookii Bolli
Bolivina aragonensis (Nuttall)
Bolivina kleinpelli Beck
Bulimina whitei Martin
Cibicides cf. coalingensis (Cushman & Hanna)
Cibicides fortunatus Martin

Cibicides sassei Cole
Dentalina basiplanata Cushman

Dentalina catenula Reuss
Dentalina colei Cushman & Dusenbury
Dentalina communis (d'Orbigny)
Dentalina jacksonensis (Cushman & Applin)
Globigerina eocaena Gumbel
Globigerina frontosa Subbotina
Globigerina linaperta Finlay
Gyroidina orbicularis d'Orbigny
Lagena conscripta Cushman & Barkersdale
Lagena hexagona (Williamson)
Lagena vulgaris Williamson
Lenticulina antipodum Stache
Lenticulina innormatus d'Orbigny
Lenticulina wilcoxensis Cushman & Garret
Marginulina crassata Bandy
Marginulina laeviuscula Cushman & Bermudez
Morozovella aragonensis Nuttall
Morozovella caucasica Glaessner
Nodogenerina kressenbergensis (Gumbel)
Nodosaria laterjugata Gumbel
Planorotalites pseudoscitula Glaessner
Planularia tolmani Cushman & Simonson
Pleurostomella alternas Schwager
Trifarina advena var. *californica* Mallory
Tifarina wilcoxensis (Cushman & Ponton)
Truncorotaloide rohri Brönnimann & Bermúdez
Turborotalia boweri (Bolli)
Uvigerina elongata Cole

OSTRACODA

Argilloecia spp.
Cytherella spp.
Cytheropteron spp.
Bairdoppilata spp.
Buntonia spp.
Hazelina sp.
Hermanites batequensis
 Carreño & Cronin
Jugosocythereis spp.
Pajjenborchella trigona
 Marianos & Valentine
Paracypris spp.
Pokornyella spp.
Tringglymus spp.

BIBLIOGRAFIA

- Ames, L. L., 1959. The genesis of carbonate apatite. *Econ. Geol.*, 54:829-841.
- Atwater, T.A., 1970. Implications of plate tectonics for the Cenozoic evolution of Western North America. *GSA Bull.*, 81: 3513-3536.
- Azzouzi, N. y M. Lamboy. 1996. Importance and role of the microbial activity during phosphogenesis in the Ouled-Abdoun phosphatic deposits (Morocco). Res., An International Symposium and Workshop. Final Meeting of IGCP Project No.325, Estrasburgo, Francia.
- Barron, E. J., 1989. Severe storms during Earth history. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101:601-612.
- Beal, C. H., 1948. Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, Mexico. *Geol. Soc. Am., Memoir*, 31:1-138.
- Beynon, B. M., Pemberton, S. G., Bell, D. D. y Logan, C. A., 1988. Environmental implications of ichnofossils from the Lower Cretaceous Grand Rapids Formation, Cold Lake oil sands deposit. *Can. Soc. of Petrol. Geol. Memoir* 15:275-290.
- Bennett, M. R., Doyle, P. y Mather, A. E., 1996. Dropstone: their origin and significance. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 121:331-339.
- Bornhold, B. y Giresse, P., 1985. Glauconitic sediments on the continental shelf off Vancouver Island, British Columbia, Canada. *Jour. of Sed. Petrol.*, 55:653-664.
- Bromley, R. G. y Frey, R. W., 1974. Redescription of the trace fossil *Gyrolithes* and taxonomic of *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* and *Spongeliomorpha*. *Geol. Soc. of Denmark Bull.*, 23:311-335.
- Chian-Chen Y., 1987. A deep water trace fossil assemblage from Wheeler Gorge, Ventura County, California. *S.E.P.M., Pac. Sect.*, 52:49-55.
- Compton, J. S., Hall, D. L., Mallinson, D. J. y Hodell, D. A., 1994. Origin of dolomite in the phosphatic Miocene Hawthorn Group of Florida. *Jour. of Sed. Res.* A64:638-649.
- Dam, G., 1990. Palaeoenvironmental significance of trace fossils From the shallow marine Lower Jurassic Neill Klintner Formation, East Greenland. *Palaeoenviron., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 79:221- 248.
- Davaud, E. y Septfontaine, M., 1995. Post-mortem onshore transportation of epiphytic foraminifera: recent example from the Tunisian coast-line. *Jour. of Sed. Res.*, A65:136-142.
- Davis, H. R. y Byers, C. W., 1989. Shelf sandstones in the Mowry Shale: Evidence for deposition during Cretaceous sea level falls. *Jour. of Sed. Petrol.* 4:548-560.

- Davis, T. y Supko, O., 1973. Oceanic sediments and their diagenesis: some examples from deep-sea drilling. *Jour. of Sed. Petrol.*, 45:381-398.
- Deffeyes, K., 1959. Zeolites in sedimentary rocks. *Jour. of Sed. Petrol.*, 29:602-609.
- Ehlmann, A. J., Hulings, N. C. y Glover, E. D., 1963. Stages of glauconite formation in modern foraminiferal sediments. *Jour. of Sed. Petrol.*, 33:87-96.
- Ekdale, A., Bromley, R. G. y Pemberton, S. G., 1984. *Ichnology. S.E.P.M., Short Course*, 15:1-317.
- Flynn, J. J., Cipolletti, R. M. y Novacek, M. J., 1989. Chronology of Early Eocene marine and terrestrial strata, Baja California, Mexico. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 101:1182-1196.
- Frey, R. W., Howard, J. D. y Pryor, W., 1978. *Ophiomorpha*: its morphologic, taxonomic, and environmental significance. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 23:199-229.
- Fulwider, R.W., 1976. Biostratigraphy of the Tepetate Formation Baja California Sur. 111 p. Tesis de Maestria, Univ. Southern California. (Inédito).
- Galli, O. C., Enriquez, T. M., Sarabia, J. R. y Cortés, C. R., 1986. Estructuras sedimentarias primarias y litofacies de corrientes densas de un paleoambiente de talud, El Conejo, Baja California Sur, México. Primary sedimentary structures and litofacies of dense currents in a slope paleoenvironment, El Conejo, Baja California Sur, Mexico. *Cienc. Mar.*, 12(2):7-15.
- Gemant, R. C., 1972. The paleoenvironmental significance of *Gyrolithes* (lebensspur). *Jour. Paleontol.*, 5:735-741.
- Glenn, C. R., Föllmi, K. B., Riggs, S. R., Baturin, G. N., Grimm, K. A., Trappe, J., Abed, A. M., Galli-Olivier, C., Garrison, R. E., Ilyn, A. V., Jehl, C., Rohrich, V., Sadaqah, R. M., Schidlowski, M., Sheldon, R. E. y Siegmund, H., 1994. Phosphorus and Phosphorites sedimentology and environments of formation. *Eclogae Geol.*, 87/3:747-788.
- Greenwood, D. R. y Wing, S. L., 1995. Eocene continental climates and latitudinal temperature gradients. *Geol.* 23:1044-1048.
- Hausback, B. P., 1984. Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, en: Frizzell V. A., Jr., ed., *Geology of the Baja California Peninsula*, Pac. Sect., S.E.P.M., 39:219-236.
- Hayes, M.O., 1967. Hurricanes as geological agents, south Texas Coast. *Bull. Am. Asso. Petrol. Geol.*, 51:937-942.
- Heim, A., 1922. The Tertiary of Southern Lower California. *Geol. Mag.*, 59:529--547.
- Héquette, A. y Hill, P., 1995. Response of the seabed to storm-generated combined flows on a sandy arctic shoreface, Canadian Beafort Sea. *Jour. of Sed. Res.*, A65:461-471.

- Hill, P. R. y Nadeau, O. C., 1989. Storm-dominated sedimentation on the inner shelf of the Canadian Beaufort Sea. *Jour. of Sed. Petrol.*, 59:455-468.
- Hwan, J. y Boles, J., 1993. Origin of zeolite cements in the Miocene sandstones, North Tejon Oil Fields, California. *Jour. of Sed. Petrol.*, 63:248-260.
- Jennette, D. C. y Pryor, W. A., 1993. Cyclic alternation of proximal and distal storm facies: Kope and Fairview Formations (Upper Ordovician), Ohio and Kentucky. *Jour. of Sed. Petrol.*, 2:183-203.
- Johnson, S., 1986. Water-escape structures in coarse-grained, volcanoclastic, fluvial deposits of the Ellensburg Formation, South-Central Washington. *Jour. of Sed. Petrol.*, 56:905-910.
- Knappe, R. J., 1974. The micropaleontology of a section of the Tepetate Formation and a paleogeographic comparison with equivalent foraminifera along the West Coast of United States: 114 p. Tesis de Maestría. Universidad de Ohio. (Inédito).
- Lucas, J. y Prévot, L., 1991. Phosphates and fossil preservation. En Allison, P. y Briggs, A., 1991. Taphonomy releasing the data locked in the fossil record. 389-408.
- Martino, R. L., y Curran, H. A., 1990. Sedimentology, ichnology, and paleoenvironments of the Upper Cretaceous Wenonah and Mt. Laurel Formations, New Jersey. *Jour. of Sed. Petrol.*, 60:125-144.
- Mina-Uhink, F., 1957. Bosquejo geológico del Terciario de Baja California, *Bol. de la Asoc. Mex. de Geól. Petrol.*, 9:141-169.
- Myrow, P., 1991. Shallow-water gravity-flow deposits, Chapel Island Formation, southeast Newfoundland, Canada. *Sediment.*, 38:935-959.
- Myrow, P., 1992. Bypass-zone tempestite facies model and proximity trends for an ancient muddy shoreline and shelf. *Jour. of Sed. Petrol.*, 62:99-115.
- Odin, G. S. y Fullagar, P. D., 1988. Geological significance of the Glaucony Facies. en ed. Odin, G. S., 1988. Green marine clays. Oolitic Facies, Verdine Facies, Glaucony Facies and Celadonite-Bearing Facies - A comparative study. *Develop. in sed.* 295-333.
- Pemberton, S. G. y Frey, R. W., 1984. Ichnology of storm-influenced shallow marine sequence: Cardium Formation (Upper Cretaceous) at Seebe, Alberta. En Stutt, D.F. and Glass, D.J., eds., *The Mesozoic of middle North America: Canadian Soc. of Petrol. Geol.*, 9:281-304.
- Pemberton, S. G., MacEachern, J. A. y Frey, R. W., 1992. Trace Fossil Facies Models: environmental and allostratigraphic significance. en Walker, R. G. y James, N. P. *Facies Models: response to sea level change. Geol. Ass. Canada.*, 47-71.

- Perrilliat, M. C., 1996. Occurrence of the Tethyan Gastropods *Campanile* and *Gisortia* in the Lower Eocene Part of the Tepetate Formation, Baja California Sur, Mexico. *The Veliger*, 39:178-183.
- Pettijohn, F., Potter, E. y Siever, R., 1972. Sand and Sandstone. 618 p. Springer-Verlag, Heidelberg, Berlin.
- Plata-Hernández, E., Romero-Toba de la., A. y Vázquez-García, A., 1996. Evidencias para procesos fosfogenéticos durante la depositación de la Formación Tepetate (Paleoceno-Eoceno), arroyos El Aguajito y El Conejo, Baja California Sur, México. *Res., XIII Conv. Geol. Nac., La Paz, México.*
- Powell, E. N., 1977. The relationship of the trace fossil *Gyrolithes* (= *Xenohelix*) to the family Capitellidae (Polychaeta). *Jour. Paleont.*, 3:552-556.
- Reineck, H. E. y Singh, I. B., 1980. Depositional sedimentary environments. 551 p. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg.
- Seilacher, A., 1964. Biogenic sedimentary structures, en: Imbrie, J., and Newell, N.D., ed., *Approaches to paleoecology*: 296-316. New York, John Wiley and Sons.
- Schäfer, W., 1972. Ecology and paleoecology of marine environments. 568 p. London, Oliver and Boyd.
- Schwennicke, T., 1995. Phosphatic grains of the Upper Oligocene San Juan Member (El Cien Formation) of Baja California Sur, Mexico. *Bol. Depto. Geol. Uni-Son.* 1:41-64.
- Schwennicke, T., Aguilar-Hale, C., Camacho-Hernández, M., Gonzáles-Corona, L., Guillen-Velasco, A., Hiraes-Rochin, J., Ojeda-Rivera, A., Ojeda-Rivera, I., Plata-Hernández, E., del Rosal-Pardo, A., Saldaña-Hernández, A., Martínez-Guillén, H., Sánchez-Dorame, F., Velez-Galindo, P., Katay Yee-Ahumada, O., 1996. Mapa geológico de un área en la región del arroyo El Aguajito, Baja California Sur, México. *Res., XIII Conv. Geol. Nac., La Paz, México.*
- Schwennicke, T., Nathan, Y., Vázquez-García, A. y de Anda-Franco, N. 1996. Petrographic evidences for modern Phosphogenetic processes in some coastal lagoons of Baja California Sur, Mexico. *Res., XIII Conv. Geol. Nac., La Paz, México.*
- Slansky, M., 1986. Geology of sedimentary phosphates. 210 p. North Oxford Academy, London.
- Simpson, S., 1957. On the trace-fossil *Chondrites*. *Quart. Jour. of the London of the Geol. Soc. of London.* 112:475-499.
- Siringan, F. P. y Anderson, J. B., 1994. Modern shoreface and inner-shelf storm deposits off the East Texas Coast, Gulf of Mexico. *Jour. of Sed. Res.*, B64:99-110.
- Soudry, D., 1993. Internal structure and growth of an intraformational concretionary phosphorite from an Early Tertiary starved-sediment sequence: Arava Valley, Southern Israel. *Darms Beit. Natur.* 2:67-76.

- Squires, R. L., 1991. Early Eocene macrofaunal comparisons between the Tepetate and Bateque Formations, Baja California Sur, Mexico. Abstr., Geol. Soc. Am. Ann. Meeting, 23:A194, San Diego.
- Squires, R. L. y Demetrian, R. A., 1992. Paleontology of the Eocene Bateque Formation, Baja California Sur, Mexico. Nat. Hist. Mus. of Los Angeles Country, Contr. in Sci., 434:1-55.
- Thorne, J. A., Grace, E., Swift, D. J. y Niedoroda, A., 1991. Sedimentation on continental margins, III: the depositional fabric-an analytical approach to stratification and facies identification, en Swift, D. J., Oertel, G. F., Tillman, R. W. y Thorne, J. A., ed., Shelf sand and sandstone bodies: Int. Ass. Sed. Spc. Pub., 14:59-87.
- Tucker, M. E., 1985. Einführung in die Sedimentpetrologie. 265 p. Stuttgart (Enke).
- Vasconcelos, C., Mckenzie, J., Bernasconi, S., Grujic, D. y Tien, A., 1995. Microbial madiation as a possible mecanism for natural dolomite formation at low temperatures. Nature. 377:220-222.
- Vazquez-Garcia, A., Schwennicke. T. y Sevilla-Unda, V., 1995. Estudio preliminar sedimentológico de la Formación Tepetate, en el arroyo El Conejo, B.C.S., México. Res., Terc. Reun. Int. Geol. de la Península de Baja California, La Paz, México.
- Vázquez-García, A., 1996. Litología y Paleoambientes de la Formación Tepetate (Paleoceno Tardío-Eoceno Temprano) en el arroyo El Conejo, Baja California Sur, México. Res., XIII Conv. Geol. Nac., La Paz, México.
- Vázquez-García, A. y Schwennicke, T., 1996. Paleochannels formed by bypass tempestites of the Tepetate Formation at arroyos El Conejo Aguajito, Baja California Sur, Mexico. Res. XIII Conv. Geol. Nac., La Paz, México.
- Walker, R. G. y James, N. P., 1992. Facies Models: Response to sea level change. Geol. Ass. Canada.
- Wing, S. L., Bown, T. N. y Obradovich, J. D., 1991. Early Eocene biotic and climatic change in interior Western North America. Geol. 19:1153-1304.