



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Programa del Posgrado en Ciencias de la Tierra

**Foraminíferos planctónicos del Oligoceno-Mioceno
en el borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo, sureste de México:
bioestratigrafía e implicaciones geológicas**

**Tesis
que para obtener el grado de
Doctor en Ciencias (Geología)
presenta**

Ma. del Carmen Rosales Domínguez

Tutora: Dra. Ana Luisa Carreño

2005



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Agradecimientos

Este trabajo doctoral se realizó gracias al otorgamiento de una beca crédito del Programa de Formación de Recursos Humanos del Instituto Mexicano del Petróleo (IMP), por lo que agradezco el apoyo de las autoridades de Exploración y Producción. En la parte académica, primeramente doy las gracias a mi directora de tesis, Dra. Ana Luisa Carreño, cuyas enseñanzas forman parte integral del trabajo que hoy culmina. Así mismo, agradezco a los miembros del comité tutorial, comité académico, sinodales y revisor externo por sus opiniones, observaciones y múltiples revisiones en las diversas etapas de la tesis: Dres. Dante Morán Zenteno, Gustavo Murillo Muñetón, Elena Centeno, Francisco Vega Vera, Ricardo Barragán, Luis Alva Valdivia, Ismael Ferrusquía Villafranca, Arturo Martín Barajas y María Antonieta Sánchez Ríos. Dentro del Instituto de Geología de la UNAM, reconozco la ayuda administrativa brindada por Lucia Capra, Gustavo Tolson, Elizabeth Solleiro, Blanca Mendoza, María Luisa Reyes, Gloria Alba, Maru Malagón, Lupita Maturano y Mary Coronado; muy especialmente agradezco a la oficina del Posgrado el financiamiento para dos salidas al campo. Por el apoyo recibido para la aplicación de otras técnicas utilizadas en este trabajo, reconozco la ayuda de Alex Iriondo, por el fechamiento isotópico de las tobas del área de Sayula; de Jesús Solé, por la separación de minerales; de Luis Alva Valdivia, por la realización de los fechamientos magnetoestratigráficos; de María Antonieta Sánchez Ríos, por el estudio del nanoplancton calcáreo; de Julio César González, Pedro Salmerón, Antonio Gómez Ponce y Jorge Alvarado, por la asesoría en la clasificación de los foraminíferos planctónicos, muy especialmente en las etapas iniciales de mi incursión en el mundo cenozoico; a Guillermo Aguilar, por el procesado de las muestras; a Marcela Ugarte, por la toma de fotografías en el Microscopio Electrónico de Barrido y a Jesús Frago, Gerardo Hernández, Alejandra Fuentes y Hugo Castellanos por trabajos diversos. Doy las gracias también a mis colegas y amigos de PEP-Exploración por la ayuda ofrecida en cuanto a información petrolera se refiere: Adán Oviedo, Javier Meneses Rocha, Abelardo Sánchez Araiza, Arturo Escamilla, David Barrera y Lucio Cartagena. Nunca olvidaré el constante ánimo y consejos brindados por mis amigos del IMP: Gustavo Murillo, Ricardo Torres, Juan Bermúdez, Marcelo Aguilar, Sandra Ortega, Maru Gómez, Luis Velasquillo, Jorge Jacobo, Mario Guzmán, Paty Padilla, Marce Espinosa y Ricardo Martínez. Mención especial para aquellos que “disfrutaron” junto conmigo el proceso doctoral y sus consecuencias: Arturo Ortiz, Juan Araujo, Ricardo Casar, Jaime Mandujano y Martha Ceccopieri. También debo dar las gracias a mis amigos de la UNAM, por hacerme sentir casi como en el IMP: Ana Bertha, Ricardo, Leti, Sonia, Barbara, Consuelo, José Luis y Margarita. En el ámbito familiar, doy las gracias a mi suegro, Manuel Grajales Flores, por su ayuda en las salidas de campo; a mis hermanos, cuñados y sobrinos por su amor y compañía en todo momento, así como a Tita y Maty, con mi gratitud de siempre. Dedico este trabajo a Manuel, por su ayuda invaluable en todas las etapas de la tesis, así como a nuestras hijas, Mariana y Raquel, por su comprensión, por su amorosa paciencia y por los ratos felices. También a mi mamá, Susana Domínguez Tovar, quien no pudo ver el final de este trabajo pero cuya memoria y ejemplo de vida me acompañaron y acompañarán por siempre.

CONTENIDO

	Página
Agradecimientos	11
RESUMEN	12
ABSTRACT	13
1 INTRODUCCIÓN	14
Generalidades	15
Trabajos geológicos previos	15
Estudios previos sobre la bioestratigrafía de la Cuenca Salina del Istmo	18
Planteamiento del problema y justificación	22
Objetivo	23
Ubicación geográfica del área de estudio	23
2 METODOLOGÍA	26
Medición de secciones estratigráficas superficiales	26
Técnicas micropaleontológicas	26
Fechamientos isotópicos	27
Análisis magnetoestratigráficos	28

	Página
3 ESTRATIGRAFÍA	30
Marco geológico	30
Descripción de secciones	33
Area de San Miguel	33
<i>Sección estratigráfica La Colonia</i>	35
<i>Sección estratigráfica Zanja Seca</i>	37
<i>Sección estratigráfica San Miguel</i>	40
<i>Sección estratigráfica Playa Ganado</i>	43
Area de Sayula	45
<i>Sección estratigráfica Sayula E-Diques</i>	45
<i>Sección estratigráfica Puente Vistahermosa</i>	51
<i>Sección estratigráfica Magnet-1</i>	56
<i>Sección estratigráfica Flanco W del Anticlinal San Juan Evangelista</i>	56
<i>Sección estratigráfica Magnet-2</i>	59
<i>Afloramiento Sayula F-Tobas</i>	59
<i>Sección estratigráfica Magnet-3</i>	63
<i>Sección estratigráfica Michapan</i>	66
<i>Sección estratigráfica Sayula C-Ostreas</i>	66

	Página
4 CRONOESTRATIGRAFÍA	73
Introducción	73
El Oligoceno	73
El límite Oligoceno-Mioceno	76
El Mioceno	77
El límite Mioceno-Plioceno	80
El Plioceno temprano	81
5 BIOESTRATIGRAFÍA	82
Generalidades	82
Resultados bioestratigráficos	86
Oligoceno	87
Mioceno	88
Zonificación de foraminíferos planctónicos del área estudiada	93
Zona de Intervalo de <i>Turborotalia ampliapertura</i>	94
Definición	94
Edad	94
Características	94
Discusión	94
Zona de Intervalo de <i>Subbotina gortanii</i>	95
Definición	95
Edad	95
Características	96
Discusión	96
Zona de alcance parcial de <i>Globigerinoides primordius</i>	97
Definición	97
Edad	97
Características	98
Discusión	98

Zona de Intervalo de <i>Catapsydrax dissimilis</i>	98
Definición	98
Edad	98
Características	98
Discusión	98
Zona de intervalo de <i>Catapsydrax stainforthi</i>	99
Definición	99
Edad	99
Características	99
Discusión	100
Zona de alcance parcial de <i>Globigerinoides diminutus</i>	100
Definición	100
Edad	100
Características	100
Discusión	101
Zona de alcance total de <i>Praeorbulina sicana</i>	101
Definición	102
Edad	102
Características	102
Discusión	102
Zona de intervalo de <i>Globorotalia (F.) peripheroronda</i>	103
Definición	103
Edad	103
Características	103
Discusión	103
Zona de intervalo de <i>Globorotalia (F.) peripheroacuta</i>	104
Definición	104
Edad	104
Características	104
Discusión	104

	Página
Paleobatimetría	108
Trabajos previos en el área de estudio	109
Resultados	109
Area de San Miguel	110
Area de Sayula	113
Sumario	116
6 MAGNETOESTRATIGRAFÍA	119
7 GEOCRONOMETRÍA	123
Preparación de muestras y análisis	127
Resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	127
8 DISCUSIÓN DE RESULTADOS E INTEGRACIÓN BIOCRONOESTRATIGRÁFICA	131
9 IMPLICACIONES GEOLÓGICAS E IMPORTANCIA PETROLERA	139
El potencial económico de la Cuenca Salina del Istmo	140
Contribuciones de este estudio	140
CONCLUSIONES	145
REFERENCIAS	146

LISTA DE FIGURAS

		Página
Fig. 1-1	Plano de localización de la Cuenca Salina del Istmo	16
Fig. 1-2	Nomenclatura estratigráfica cenozoica de la CSI	17
Fig. 1-3	Ubicación del área de estudio	25
Fig. 3-1	Localización de las secciones superficiales medidas en el área de San Miguel, en el sur del estado de Veracruz	34
Fig. 3-2	Columna estratigráfica esquemática de la Sección La Colonia	36
Fig. 3-3	Columna estratigráfica esquemática de la Sección Zanja Seca	38
Fig. 3-4	Fotografías de afloramientos del Oligoceno en la Sección Zanja Seca	39
Fig. 3-5	Columna estratigráfica esquemática de la Sección San Miguel	41
Fig. 3-6	Fotografías de afloramientos de la Sección San Miguel	42
Fig. 3-7	Columna estratigráfica esquemática de la Sección Playa Ganado	44
Fig. 3-8	Localización de las secciones superficiales medidas en el área de Sayula, en el sur del estado de Veracruz	46
Fig. 3-9	Columna estratigráfica esquemática de la Sección Sayula E-Diques	47
Fig. 3-10	Fotografías de afloramientos con intercalaciones de capas de marga y toba en la Sección Sayula E-Diques	48
Fig. 3-11	Fotografías de diques clásticos de la Sección Sayula E-Diques	49
Fig. 3-12	Columna estratigráfica esquemática de la Sección Puente Vistahermosa	53

		Página
Fig. 3-13	Fotografías de afloramientos de la Sección Puente Vistahermosa	54
Fig. 3-14	Fotografías de afloramientos de la parte media-alta de la Sección Puente Vistahermosa	55
Fig. 3-15	Columna estratigráfica esquemática de la Sección Magnet-1	57
Fig. 3-16	Columna estratigráfica esquemática de la Sección Flanco W del Anticlinal San Juan Evangelista	58
Fig. 3-17	Columna estratigráfica esquemática de la Sección Magnet-2	60
Fig. 3-18	Fotografía de la secuencia alternante de capas de toba blanca, marga y limolita del Afloramiento Sayula F-Tobas	61
Fig. 3-19	Fotografías de las capas de toba y capas de marga del Afloramiento Sayula F-Tobas	62
Fig. 3-20	Columna estratigráfica esquemática de la Sección Magnet-3	64
Fig. 3-21	Fotografías de los afloramientos con intercalación de capas de marga y arenisca tobácea en la Sección Magnet-3	65
Fig. 3-22	Columna estratigráfica esquemática de la Sección Michapan	67
Fig. 3-23	Fotos de la Sección Michapan	68
Fig. 3-24	Columna estratigráfica esquemática de la Sección Sayula C-Ostreas	70
Fig. 3-25	Fotografías de afloramientos y detalles de la parte alta de la Sección Sayula C-Ostreas	71
Fig. 4-1	Cronología de zonas de foraminíferos planctónicos del Oligoceno de acuerdo a Berggren <i>et al.</i> , 1995	74
Fig. 4-2	Cronología de zonas de foraminíferos planctónicos del Mioceno temprano-Mioceno medio de acuerdo a Berggren <i>et al.</i> , 1995	78

		Página
Fig. 5-1	Cronología de eventos faunísticos de foraminíferos planctónicos del Oligoceno-Mioceno de acuerdo a Bollii y Saunders, 1985	84
Fig. 5-2	Cronología de eventos faunísticos de foraminíferos planctónicos del Oligoceno-Mioceno de acuerdo a Berggren <i>et al.</i> , 1995	85
Fig. 5-3	Distribución de zonas de foraminíferos planctónicos del Oligoceno-Mioceno del borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo, áreas de San Miguel y Sayula, Ver.	92
Fig. 5-4	Zonas de foraminíferos planctónicos el Oligoceno-Mioceno del borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo, áreas de San Miguel y Sayula, Ver.	93
Fig. 5-5	Perfil batimétrico que muestra los foraminíferos bentónicos más frecuentes registrados en el borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo	112
Fig. 5-6	Esquema de la paleobatimetría y cambios relativos de nivel del mar en las secciones superficiales del área estudiada	117
Fig. 6-1	Correlación magnetoestratigráfica entre las secciones Magnet-1, Magnet-2 y Magnet-3 y la escala de tiempo de polaridad magnética (GPTS)	121
Fig. 7-1	Fotografía de las capas de margas y arenisca de la secuencia aflorante en el área de Sayula, Ver.	124
Fig. 7-2	Fotografía que muestra el intemperismo esferoidal y textura de la toba MISA-98A de la Sección Puente Vistahermosa	125
Fig. 7-3	Fotografías en lámina delgada de las tobas de la secuencia terrígena del área de Sayula	126
Fig. 7-4	Diagrama de probabilidad de edad obtenida por fusión láser de feldespatos potásicos de la muestra MISA-98 A de la Sección Puente Vistahermosa	130

LISTA DE TABLAS

		Página
Tabla 5-1	Alcances estratigráficos de los foraminíferos planctónicos del Oligoceno-Mioceno del área estudiada	106
Tabla 5-2	Tabla comparativa de esquemas zonales de foraminíferos planctónicos del Oligoceno-Mioceno	107
Tabla 7-1	Datos de fusión total láser de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la muestra MISA-98 A de la Sección Puente Vistahermosa	129

ANEXO

• <u>Apéndice micropaleontológico</u>		A
• <u>Sistemática</u>		M
• <u>Láminas</u>		
	Lámina I (1-20)	DD
	Lámina II (1-20)	EE

- Artículos

Alva, V. L.M., Rosales Domínguez, M.C., Benammi, M., Grajales, N. M., Gogitchaichvili, A. y Urrutia, F. J., 2002, Reconnaissance microfossil and magnetic stratigraphy of the Miocene Sayula-Isla sequence, Veracruz, Mexico: *Geofísica Internacional*, Vol. 41, Núm. 2, p. 151-161.

Rosales-Domínguez, M.C., Grajales-Nishimura J.M. y Carreño, A.L., 2005, Foraminíferos planctónicos en diques clásticos inyectados en la secuencia miocénica del borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, núm. 3, p. 419-428.

RESUMEN

Se presentan los resultados del estudio micropaleontológico y bioestratigráfico de trece secciones superficiales medidas en las áreas de San Miguel y Sayula, en el Sur del estado de Veracruz. Las secciones forman parte de la secuencia terrígena cenozoica aflorante en la Cuenca Salina del Istmo. Para el intervalo del Oligoceno, formado por horizontes conglomeráticos con esporádicas intercalaciones de marga, se reconocen 2 asociaciones, diferenciadas por la presencia de *Turborotalia ampliapertura* o *Paragloborotalia opima opima*. Las rocas del Mioceno están representadas por una litología monótona de marga, arena y arenisca con importantes intercalaciones de toba. De estas últimas, se reporta y fecha mediante análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por vez primera un horizonte volcánico, depositado en un ambiente marino, cuya edad bioestratigráfica es equivalente a la Zona de *Catapsydrax dissimilis*, comprendida en un rango de edad absoluta de 21.5-18.8 Ma. En algunas secciones, la secuencia miocénica está intrusionada por diques clásticos de constitución arenosa, con clastos que contienen microfauna más antigua. El estudio micropaleontológico y bioestratigráfico de las secciones superficiales permite reconocer asociaciones microfaunísticas representativas de las zonaciones estándar de foraminíferos planctónicos del Cenozoico. Los resultados indican que algunas de las especies índice están ausentes, sin embargo, existen otras que pueden usarse como herramientas bioestratigráficas y que no han sido utilizadas con anterioridad, e.g., *Subbotina gortanii*, *Globigerinoides altiapertura*, *G. diminutus* y *Dentoglobigerina altispira*. Así mismo, se detectaron algunas diferencias en cuanto a los alcances estratigráficos previamente establecidos de algunas de las especies estudiadas, e.g. *Praeorbulina sicana*. El estudio integrado de litofacies, asociación de foraminíferos bentónicos y porcentaje P/B permitió una determinación paleoambiental de las diferentes facies sedimentarias estudiadas. Los resultados señalan la presencia de ambientes marinos, principalmente de plataforma, en condiciones paleobatimétricas neríticas, durante el Oligoceno y Mioceno, registrándose una importante regresión en el Plioceno temprano que culmina en depósitos de un ambiente costero. Este trabajo es una aportación al conocimiento bioestratigráfico del Sureste de México, basado conjuntamente en la investigación previa y observaciones recientes, cuyos resultados pueden servir en tareas futuras de exploración petrolera en el área, principalmente para fechar con mayor precisión las unidades almacenadoras de hidrocarburos y las que las rodean.

ABSTRACT

The results herein presented are micropaleontologic and biostratigraphic studies of thirteen surficial sections measured in the San Miguel and Sayula areas, southern Veracruz state. These sections include part of the Cenozoic terrigenous sequence outcropping in the Salina del Isthmus Basin. The Oligocene record is made up of conglomeratic beds with a few interbedded marl beds, in which two microfaunistic associations are recognized, based on the presence of *Turborotalia ampliapertura* or *Paragloborotalia opima opima*. Miocene rocks are represented by a monotonous lithology of marl, sand and sandstone with significant interbedded tuffs. From these volcanoclastic horizons, a tuff bed is dated for the first time in this investigation through $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses; it was deposited in a marine environment, has a biostratigraphic age equivalent to the *Catapsydrax dissimilis* Zone with an absolute age range between 21.5-18.8 Ma. In some sections, the Miocene sequence is intruded by clastic sandy dikes with clasts that contain older microfauna that were also dated. Both micropaleontologic and biostratigraphic studies of the surficial sections allowed the recognition of the microfaunistic associations representing the standard Cenozoic zonations of planktonic foraminifera. The results indicate that some index species are absent, however there are others that have never been used before and can be considered as biostratigraphic tools, e. g., *Subbotina gortanii*, *Globigerinoides altiapertura*, *G. diminutus* and *Dentoglobigerina altispira*. Also, some differences in the known stratigraphic ranges of certain species were noticed, e.g. *Praeorbulina sicana*. The integral study of lithofacies, benthic foraminifera associations, and the planktonic/benthonic ratio (P/B) permitted a paleoenvironmental interpretation of the sedimentary facies studied herein. During Oligocene and Miocene times, these facies were deposited in a marine environment, mainly platform, under neritic conditions. An important regressive event occurred during Pliocene time that culminated with the deposition of coastal sediments. This work represents a contribution to the biostratigraphic knowledge of Southeastern Mexico, jointly based on previous investigations and recent observations, whose results can help in hydrocarbon exploration in the area, mainly for dating more precisely the oil bearing units and those that surround them.

1 INTRODUCCIÓN

Debido a la composición monótona de la sucesión terrígena del Oligoceno-Mioceno de la Cuenca Salina del Istmo en el SE de México se hace difícil subdividir este intervalo en unidades litoestratigráficas distintivas con base en criterios litológicos. Los porcentajes de arena, arenisca, lutita tobácea o de ceniza volcánica, así como presencia o ausencia de microfósiles son los criterios utilizados para definir el límite inferior y superior de las “formaciones” (Castillo Tejero, 1955). Estos límites son generalmente transicionales y poco claros, resultado de la recurrencia de ambientes similares presentes a lo largo del Golfo de México durante todo el Cenozoico (Galloway *et al.*, 1991). Es precisamente debido a la monotonía litológica que el establecimiento de una clasificación y terminología estratigráfica formal y práctica para la Cuenca Salina del Istmo ha tenido que sustentarse casi totalmente en las zonificaciones bioestratigráficas, principalmente las que se basan en foraminíferos planctónicos (Akers, 1979, 1984; Cabrera y Lugo, 1984; Kohl, 1985).

En la actualidad, las zonificaciones de foraminíferos planctónicos más utilizadas en la región son las de Blow (1969) y Bolli y Saunders (1985). Sin embargo, la aplicación local de esas zonificaciones ha permitido identificar variaciones en el alcance estratigráfico de algunas especies índice y la ausencia de especies importantes desde el punto de vista bioestratigráfico, por mencionar sólo algunas diferencias. Esto conduce a plantearse la necesidad de realizar algunos ajustes que permitan proponer una zonificación bioestratigráfica local con base en los conjuntos microfaunísticos registrados, tal y como se ha pretendido en algunas investigaciones preliminares (Kohl, 1985; Salmerón, 1989; Sánchez *et al.*, 1991, 1992; González, 1994).

Generalidades

Localizada al sur del Golfo de México, la Cuenca Salina del Istmo cubre la parte meridional del estado de Veracruz y una porción del estado de Tabasco, abarcando una superficie de 17,000 Km², una tercera parte costa afuera (Fig. 1-1). La cuenca es identificada generalmente como una acumulación de sedimentos siliciclásticos de edad terciaria e intrusionados por cuerpos de sal, produciendo aceites ligeros a medios principalmente en rocas del Mioceno (Guzmán, 1999).

La Cuenca Salina del Istmo tiene una historia prolífica de producción de hidrocarburos que se remonta a principios del siglo XIX, siendo explorada hasta nuestros días. Debido a que los primeros pozos encontraron sal al atravesar la roca sello, la zona desde entonces se conoce como Cuenca Salina del Istmo (Contreras y Castellón, 1956, 1960). El primer campo petrolero de la cuenca fue el Campo Ixhuatlán, el cual se descubrió al perforar el Pozo San Cristóbal 1. A la fecha se han descubierto 48 campos terciarios, siendo actualmente los más importantes Cinco Presidentes, Ogarrio, Cuichapa, Blasillo, Magallanes, El Plan y Bacal (Soto *et al.*, 2004).

Trabajos geológicos previos

Los trabajos de Weaber (1922), Burnett (1923) y Tschopp (1924) constituyen los primeros intentos de reconocer unidades litoestratigráficas en la región del sur de Veracruz. Es hasta los primeros años de intensa exploración petrolera en las áreas aledañas al Golfo de México que se establecen las bases de la estratigrafía cenozoica de la Cuenca Salina del Istmo (Fig. 1-2). Trabajos clásicos de geología realizados en la región comprenden aquéllos de Gibson (1936), Alvarez (1950), García (1950), Castillo Tejero (1955), Barreda (1956), Contreras y Castellón (1956) y Viniegra (1965), entre otros. Gibson (1936) realizó un reconocimiento en los alrededores de la zona costera de la región del Río Coatzacoalcos, utilizando los diferentes nombres de las unidades descritas previamente por Weaber (1922) y Tschopp (1924). Alvarez (1950) sintetizó el conocimiento geológico de la Cuenca Salina del Istmo basado en los informes geológicos inéditos de Petróleos



Fig. 1-1 Plano de localización de la Cuenca Salina del Istmo en el SE de México. La Cuenca Salina del Istmo limita al N con el Golfo de México, al S con la Sierra de Chiapas, al W con la Cuenca de Veracruz y al E con la Cuenca de Comalcalco.

CENOZOICO	Periodo	Area	Area de San Miguel	Area de Sayula
		EPOCA	FORMACIONES	
	NEÓGENO	Plioceno		
Mioceno		Encanto		Encanto
		Depósito		Depósito
PALEÓGENO	Oligoceno			La Laja
		La Laja		
	Eoceno	Grupo Nanchital		
Paleoceno				

Fig. 1-2 Nomenclatura estratigráfica cenozoica de la Cuenca Salina del Istmo. La estratigrafía fue definida con base en los trabajos iniciales de operación geológica de la industria petrolera (Castillo Tejero, 1955). Se muestran las unidades litoestratigráficas y su posición estratigráfica en las áreas de San Miguel y Sayula, en el sur del estado de Veracruz. La parte sombreada corresponde a intervalos de no depósito.

Mexicanos, de Nuttall (1928) y Tschopp (1924), así como en los reportes de las exploraciones sísmológicas efectuadas hasta entonces en la región. García (1950) llevó a cabo un estudio a lo largo de la vía del ferrocarril entre Jesús Carranza, Ver. y Salina Cruz, Oax., estableciendo el bosquejo geológico del Istmo de Tehuantepec. Castillo Tejero (1955) presenta la fisiografía, notas generales y características principales de las formaciones de la Cuenca Salina del Istmo, convirtiéndose este trabajo en una referencia fundamental para la región.

Durante ese periodo exploratorio inicial, muchas unidades litoestratigráficas -tales como grupos, formaciones, miembros- se propusieron como resultado del mapeo superficial realizado por los geólogos petroleros en el Sureste de México. Además de la composición litológica diagnóstica, las descripciones originales de dichas unidades litoestratigráficas incluían el contenido fosilífero de particular interés para la determinación de edad, posición estratigráfica, ambiente sedimentario, etc. Esas descripciones frecuentemente no cumplían los requerimientos mínimos necesarios para la formalización de las unidades litoestratigráficas, además de haber quedado definidas únicamente en informes inéditos. López Ticha (1976), Quezada (1978), Torres (1987) y Caballero y López (1990) realizaron proyectos de geología superficial, estratigrafía, sedimentología y tectónica de la Cuenca Salina del Istmo. Algunos de estos proyectos constituyen compilaciones que permitieron actualizar y reinterpretar la información geológica previamente conocida, con el objetivo final de evaluar las posibilidades económico-petroleras del área.

Estudios previos sobre la bioestratigrafía de la Cuenca Salina del Istmo

Las primeras investigaciones paleontológicas de la Cuenca Salina del Istmo fueron llevadas a cabo por Spencer (1898), Toula (1909) y Böse (1910). Estos trabajos se realizaron a lo largo de la vía del ferrocarril transístmico con base en la colecta de moluscos del Mioceno y Plioceno. Sin embargo, los resultados de los trabajos de exploración petrolera en el área son los que han proporcionado la mayor parte de la información bioestratigráfica que se tiene de la cuenca.

Paralelamente a la exploración petrolera en nuestro país se promovieron los estudios micropaleontológicos, convirtiéndose pioneras las compañías petroleras en México en utilizar los foraminíferos en la industria. Los trabajos de Nuttal (1928) y Grimsdale y Barker (1935) establecieron las bases de la micropaleontología de las cuencas terciarias del Sureste de México. Las tablas de alcance estratigráfico de foraminíferos diseñadas de 1928 a 1935 por estos autores constituyeron en ese momento la única herramienta disponible para la asignación de edades a la columna cortada por los pozos exploratorios.

En 1935, Thalmann reporta formalmente por vez primera la presencia de foraminíferos bentónicos de la Cuenca Salina del Istmo, proporcionando una lista de especies diagnósticas reconocidas en cada unidad. Gibson (1936) empleó esa lista de especies para subdividir los estratos de la región utilizando los foraminíferos bentónicos.

Casi cuatro décadas después, Sansores y Flores (1972) actualizan y complementan el trabajo inédito de Grimsdale y Barker (1935), verificando las descripciones e ilustraciones originales de 231 especies, concluyendo que sólo 183 poseen un significado estratigráfico. Adicionalmente, registran otras 49 especies y con el conjunto se preparó una nueva tabla de "alcances estratigráficos" de foraminíferos de las formaciones de la Cuenca Salina del Istmo.

Es en el trabajo de Sansores y Flores (1972) que se menciona por vez primera en un reporte del IMP que los foraminíferos planctónicos pueden ser utilizados para determinar la edad de las rocas, empleando los foraminíferos bentónicos principalmente para diferenciar las distintas profundidades o medios en los que se realizó el depósito; aunque las autoras sostienen, sin embargo, que dentro de esos últimos hay asociaciones valiosas que bien pueden ser utilizadas para correlaciones locales.

En 1979, Akers determinó la edad de rocas correlacionables con la Formación Concepción con base en los foraminíferos planctónicos y nanoplancton calcáreo contenido en muestras colectadas de manera puntual en los afloramientos expuestos en el Istmo de Tehuantepec. Este autor identifica la presencia de la Zona N20 de Blow (1969) del Plioceno, apoyado también en los alcances estratigráficos del nanoplancton calcáreo.

Con base en el estudio de foraminíferos bentónicos, Kohl (1985) reconoce tres zonas de conjunto para las rocas del Plioceno temprano del occidente de la Cuenca Salina del Istmo, en el sur de Veracruz: 1) *Melonis affinis-Uvigerina hispida* equivalente a la biozona Encanto, 2) *Marginulinopsis hispaniolana-Anomalinoidea nucleatus* equivalente a Concepción Inferior y 3) *Bolivina impercata-Saracenaria nuttalli* equivalente a Concepción Superior. Estas tres zonas son correlacionadas, a su vez, con las de Blow (1969) y con las edades asignadas previamente a dicha formación por Akers (1979).

A partir de 1970, la zonificación de Bolli (1966), basada en foraminíferos planctónicos, fue aplicada en estudios bioestratigráficos de secciones estratigráficas de afloramientos y columnas del subsuelo de las Cuencas del Sureste. Los resultados quedaron integrados en informes internos inéditos, tanto del IMP como de Petróleos Mexicanos (e.g., Lugo, 1970; Salmerón, 1976; Acuña, 1980; Omaña, 1984). La redefinición de zonas en el trabajo de Bolli y Saunders (1985) condujo a una revisión de las asociaciones de foraminíferos planctónicos presentes en muestras mexicanas. De la misma manera, estos resultados se registran en informes inéditos (e.g., Salmerón, 1986; Omaña, 1987; Salazar, 1988). Abundante información paleontológica y bioestratigráfica también ha sido reportada en los trabajos geológicos, estructurales, sedimentológicos y tectónicos previamente aquí citados.

En 1985, Lugo estudia por medio del análisis cluster 74 muestras con foraminíferos bentónicos de la Formación Coatzacoalcos de la Cuenca Salina del

Istmo donde, según este autor, quedan incluidas las formaciones La Laja, Depósito, Encanto, Concepción Inferior y Concepción Superior. Las muestras se agruparon en cinco tanatotipos de acuerdo a la abundancia de especies, mismos que nombra A, B, C, D y E, a la vez que se corresponden con las unidades litoestratigráficas antes mencionadas. Se asignó una edad Mioceno temprano-Plioceno con base en foraminíferos planctónicos. Gracias al cambio de condiciones ambientales ocurrido durante su depósito, Lugo (1985) determina que la mayor parte de la formación Coatzacoalcos corresponde a un *flysch* con arena depositada por corrientes de turbidez, alternando con lutita pelágica.

Se han hecho algunos intentos para calibrar los alcances estratigráficos de foraminíferos con aquéllos del nanoplancton calcáreo. Sánchez y colaboradores (1991, 1992) realizaron una investigación taxonómica y bioestratigráfica del nanoplancton calcáreo en las cuencas neógenas del Sureste de México, utilizando muestras superficiales del sur de Veracruz y del frente de la Sierra de Chiapas. Los resultados evidencian la importancia de incluir información bioestratigráfica de otros grupos fósiles, como el nanoplancton calcáreo, para tener una alternativa de fechamiento en aquellas partes de la columna estratigráfica del Neógeno donde los foraminíferos planctónicos son escasos o están mal conservados.

Posteriormente, González (1994) establece una zonación para el Neógeno de 6 localidades del Sureste de México, con base en los alcances estratigráficos de foraminíferos planctónicos y bentónicos. El autor determina que para el intervalo Mioceno temprano-Plioceno temprano pueden emplearse 59 especies de foraminíferos planctónicos para asignar confiablemente los niveles cronoestratigráficos del Neógeno, señalando la importancia de los alcances estratigráficos restringidos de algunas especies de foraminíferos bentónicos de las Cuencas del Sureste.

Planteamiento del problema y justificación

La importancia económico-petrolera de la Cuenca Salina del Istmo es evidente si se considera que no se ha dejado de extraer hidrocarburos desde hace más de un siglo. Se postula que los volúmenes importantes de reservas aún por incorporar están en algunas cuencas parcialmente exploradas de la Planicie Costera del Golfo de México. Para comprobarlo, es necesario a corto y mediano plazo evaluar el potencial de la planicie para localizar aceite ligero con alta relación de gas asociado (Guzmán, 1999). En el subsuelo de la cuenca se presume la existencia de rocas generadoras; las rocas almacenadoras y las trampas estructurales están íntimamente asociadas a la geometría de las masas salinas; mientras que la roca sello está constituida por los terrígenos finos del Cenozoico, así como por la sal misma (Navarro, 1990).

Al igual que en muchas otras disciplinas geológicas, en exploración petrolera es indispensable contar con un marco cronoestratigráfico confiable que permita ubicar temporal y espacialmente las unidades con interés económico. Particularmente, los trabajos actuales de revitalización de cuencas petroleras en el Sureste de México contemplan nuevos estudios de la columna estratigráfica cenozoica para el mejor entendimiento de su estratigrafía, sedimentología, geología estructural y posibilidades petrolíferas. Estos requieren una adecuación biocronoestratigráfica para poder cumplir con los objetivos exploratorios planteados a corto y mediano plazo. Una de las regiones con posibilidad de aplicar los trabajos multidisciplinarios de fechamiento es la parte sur del estado de Veracruz, en el borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo.

La gran mayoría de los estudios bioestratigráficos de la Cuenca Salina del Istmo son antiguos y se basan en el análisis de muestras de canal, metodología que impide la posibilidad de remuestrear algún horizonte específico. Por ello, se considera importante el análisis de columnas estratigráficas superficiales cenozoicas que puedan utilizarse como análogos de las columnas del subsuelo. Cabe remarcar que la bioestratigrafía utilizada en la región sólo se ha determinado

aplicando biozonaciones desarrolladas en otros países, sin que en la actualidad exista una propuesta bioestratigráfica local.

En la parte sur del estado de Veracruz, las rocas terciarias contienen una asociación de foraminíferos planctónicos y bentónicos bien conservada. Los afloramientos presentan facilidad de muestreo debido a su cómodo acceso, aunque se encuentran mayormente cubiertos. Durante las actividades de reconocimiento de campo se identificaron horizontes volcánicos intercalados con los sedimentos; estos volcaniclasticos son factibles de fecharse y proporcionar una edad absoluta que puede calibrar los alcances de los foraminíferos planctónicos encontrados.

Objetivo

Definir un esquema bioestratigráfico para el Oligoceno-Mioceno del borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo, basado en los conjuntos de foraminíferos planctónicos presentes en secciones superficiales, constriñéndolo, hasta donde sea posible, con otras herramientas bioestratigráficas (nanoplancton calcáreo) y cronoestratigráficas (fechamientos isotópicos y magnetoestratigrafía).

Ubicación geográfica del área de estudio

El área de estudio forma parte de la Planicie Costera del Golfo, considerada como una planicie de tipo externo, regresiva durante el Cenozoico, con una pendiente mínima hacia el Este. En general, la región es plana hacia el norte y con pequeños lomeríos hacia el sur (Castillo Tejero, 1955). Estos lomeríos se encuentran cubiertos por vegetación, algunos de ellos con flancos escarpados y fuertes pendientes. Con excepción de Cerro Pelón y Cerro Jimbal, con alturas promedio de 300 y 600 m, respectivamente, la mayoría no sobrepasa los 150 m de elevación.

Las secciones estratigráficas superficiales estudiadas fueron medidas en dos áreas del sur del estado de Veracruz: en la región de San Miguel, a orillas del Río

Coatzacoalcos y en los alrededores de Sayula (Fig. 1-3). La localidad de San Miguel se seleccionó por ser una de las pocas áreas de la cuenca donde aflora el Oligoceno, pudiéndose observar sedimentos terrígenos y carbonatados que dan evidencia de ascensos y descensos del nivel del mar durante el Oligoceno y Mioceno. Por otro lado, la construcción de la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos cortó lomeríos a lo largo de esta ruta que exponen afloramientos de rocas neógenas, en las cercanías de Sayula que, por la naturaleza misma de la planicie costera, no son muy abundantes en la región.

El área de San Miguel tiene acceso partiendo hacia el sur de Sayula de Alemán, por la Carretera Federal Transístmica No. 185 y tomando la desviación a la izquierda hacia Suchilapan. Después de ese poblado se continúa por el camino de terracería que conduce al Rancho Pluma Blanca, donde se toma la ramificación que va al poblado San Miguel, situado en la margen oriental del Río Coatzacoalcos. La Sección La Colonia se midió en los alrededores del Rancho Guadalupe, al cual se llega por una brecha que pasa a un costado del Rancho Pluma Blanca.

Sayula se localiza a 9 km al suroeste de la ciudad de Acayucan, pudiendo llegar a los afloramientos a través de la Autopista La Tinaja-Coatzacoalcos o bien por la Carretera Federal que va de La Tinaja a Ciudad Alemán.

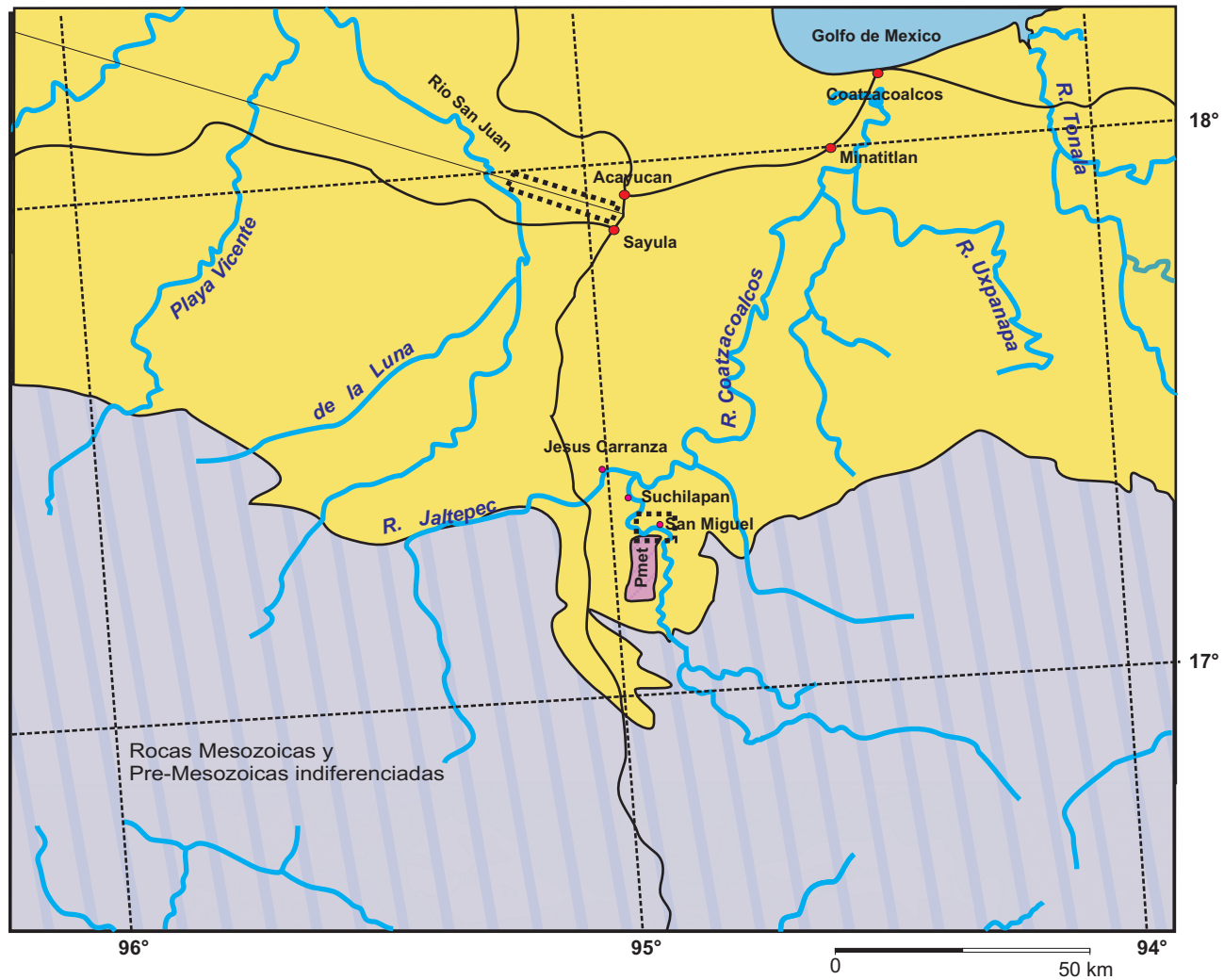


Fig 1-3. Mapa de ubicación de las áreas de San Miguel (recuadro punteado inferior) y de Sayula (recuadro punteado superior). También se muestran elementos geológicos importantes como son la distribución de las rocas mesozoicas y pre-mesozoicas (color morado); del Terciario (amarillo), así como de una unidad metamórfica que corresponde a las rocas de basamento en el área de San Miguel. Las dos áreas estudiadas se ubican en el borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo, en el sur del estado de Veracruz.

2 METODOLOGÍA

Se utiliza la metodología estratigráfica y paleontológica así como las técnicas de medición de secciones estratigráficas superficiales y su correspondiente muestreo, la aplicación de técnicas micropaleontológicas clásicas, fechamientos isotópicos por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y fechamientos magnetoestratigráficos.

Medición de secciones estratigráficas superficiales

La medición de secciones superficiales se llevó a cabo en las regiones de San Miguel y Sayula, en el sur del estado de Veracruz. Durante esta actividad se realizó un reconocimiento geológico general y 5 salidas de campo. Se midieron 14 secciones con cinta y brújula, colectando muestras según la calidad de los afloramientos. Se tomaron muestras cada 5 ó 10 m, en promedio; en algunas secciones medidas a detalle se colectaron muestras cada 50 cm. Se colectaron 250 g de material por cada muestra. Lecturas de GPS se realizaron en todas las secciones con el fin de ubicarlas con precisión en las cartas topográficas.

Técnicas micropaleontológicas

Las muestras superficiales fueron preparadas para su observación al microscopio por medio de las técnicas clásicas de pesado, lavado, secado, tamizado, plaqueado, selección de microfauna, asignación taxonómica, montaje y fotografiado. Se lavaron con agua corriente 100 g de muestra, misma que fue secada a temperatura ambiente y posteriormente tamizada en mallas del número 20 al 200, equivalentes a 840 a 74μ , respectivamente. Los sedimentos recuperados fueron analizados en un microscopio binocular Zeiss, extrayéndose foraminíferos planctónicos y bentónicos. La identificación taxonómica de los foraminíferos planctónicos se basó en los trabajos clásicos de Stainforth *et al.* (1975), Blow (1979) y Bolli y Saunders (1985), principalmente. La sistemática corresponde a Loeblich y Tappan (1988). La identificación taxonómica de los foraminíferos bentónicos se basó en los trabajos de Sansores y Flores (1972), Kohl (1985) y Picou *et al.* (1999). La mayoría de las especies diagnósticas de

foraminíferos planctónicos y bentónicos fueron fotografiados con microscopio electrónico de barrido del Instituto Mexicano del Petróleo (IMP) y forman parte de los atlas de foraminíferos planctónicos y bentónicos del Oligoceno y Mioceno elaborados para este trabajo. Cuando se encontró un solo ejemplar de alguna especie, se eligió fotografiarlo en vista del lado umbilical; cuando se encontraron dos ejemplares, se fotografiaron en vista espiral y umbilical; mientras que cuando se tenían tres o más ejemplares, se tomaron fotografías del lado espiral, umbilical y lateral.

La asignación taxonómica de los foraminíferos bentónicos se basó en los trabajos de Sansores y Flores (1972), Kohl (1985), van Morkhoven *et al.* (1986), Bolli *et al.* (1994) y Picou *et al.* (1999), principalmente. Una vez realizada la identificación, se estimó la relación planctónicos/bentónicos, así como la litofacies de cada muestra. Para la determinación del ambiente de depósito se utilizó la Tabla Paleobatimétrica General de las Áreas Petroleras de México (Pemex-IMP, 2000).

Para el estudio del nanoplancton calcáreo de algunas de las secciones estratigráficas se elaboraron frotis con la técnica descrita en Sánchez *et al.* (1991).

Fechamientos isotópicos

Durante el desarrollo del presente estudio se identificaron horizontes volcanoclásticos intercalados en los sedimentos marinos del Terciario, específicamente en la región de Sayula. Se separaron biotita y sanidino (minerales ricos en potasio) de los depósitos tobáceos y se fecharon por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en el Laboratorio de Termocronología de Argón del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS) en Denver, Colorado. Este trabajo fue efectuado por el Dr. Alex Iriondo.

Se realizó una descripción megascópica de la muestra de mano de las tobas colectadas. Así mismo, se elaboraron de 4 a 6 láminas delgadas por muestra para observar al microscopio petrográfico la textura y porcentaje de minerales.

Usando la técnica de separación magnética, líquidos pesados y colecta manual se obtuvo un concentrado de cristales de plagioclasa y/o feldespato con pureza de 99%. Las muestras se lavaron con acetona, alcohol y agua deionizada, usando para ello un limpiador ultrasónico para remover el polvo, tamizando posteriormente con malla de 100 μm . Aproximadamente 10 mg de mineral se empaquetaron en una cápsula de aluminio, sellándola al vacío en un tubo de cuarzo. Las muestras fueron irradiadas durante 15 horas en un reactor TRIGA (GSTR). El mineral monitor usado en el paquete corresponde al Fish Canyon Tuff sanidine (FCT-3) con una edad de 27.79 Ma (Kunk *et al.*, 1985; Cebula *et al.*, 1986) relativo al MMhb-1 con una edad de 519.4 ± 2.5 Ma (Alexander *et al.*, 1978; Dalrymple *et al.*, 1981). El tipo de contenedor y la geometría de las muestras y estándares son similares a aquéllos descritos por Snee *et al.* (1988). Los minerales fueron analizados usando un espectrómetro de masas MAP 216 acoplado con un multiplicador de electrones usando el método de fechamiento por fusión láser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Los granos individuales se fusionaron usando un láser CO_2 de 50 watts. Para información adicional del procedimiento analítico se remite al trabajo de Kunk *et al.* (2001). Los datos isotópicos se compactaron usando el programa de cómputo Mass Spec (Deino, 2001). Se utilizaron las constantes de decaimiento recomendadas por Steiger y Jäger (1977). Se elaboró una tabla con los datos de fusión láser total $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que incluye los análisis de edad individual por fusión total y las edades promedio de las muestras.

Análisis magnetoestratigráficos

Se realizó un muestreo paleomagnético durante 2 salidas de campo. El intervalo de tiempo y número esperado de inversiones de polaridad magnética se definió con base en la bioestratigrafía previamente realizada para cada una de las secciones superficiales. La naturaleza arcillo-arenosa propia de los afloramientos miocénicos de la región no permitió un muestreo en todas las secciones; sin embargo, se obtuvieron 63 bloques orientados comprendidos en tres secciones; cada bloque correspondiendo a una capa, mismo que se orientó con la brújula

magnética. La separación entre muestras varía en cada una de las secciones. En la Sección Magnet-1 es de 25 cm hasta 1.6 m; en la Sección Magnet-2 es de 1 cm hasta 15 cm, mientras que en la Sección Magnet-3 varía de 4.5 a 10 cm.

De cada una de las secciones se midió la intensidad de magnetización remanente natural (NRM), aislando en algunos casos la magnetización primaria. La desmagnetización se efectuó en pasos progresivos no uniformes hasta alcanzar 670°C. Se registraron las inversiones de polaridad y posteriormente se correlacionaron con la escala temporal geomagnética de polaridad (GPTS).

Los análisis magnetoestratigráficos fueron realizados por el Dr. Luis Alva Valdivia del Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM.

3 ESTRATIGRAFÍA

Marco geológico

Desde el punto de vista de provincias petroleras, el área de estudio se ubica al occidente de la Provincia Cuencas Terciarias del Sureste, específicamente en el borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo. Dentro de ella se encuentran las ciudades de Acayucan, Sayula, Coatzacoalcos, Minatitlán y Jesús Carranza, por mencionar las más conocidas.

El origen de la Cuenca Salina del Istmo se remonta a finales del Cretácico Tardío, cuando el mar que cubría México desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México comienza a retirarse a lo largo de la costa occidental como resultado de levantamiento que migró de SW a NE. Este episodio, conocido como la Orogenia Laramide, plegó y falló la columna sedimentaria mesozoica, dando origen entre el Paleoceno y Eoceno temprano a la Sierra Madre Oriental y modificando notablemente la paleogeografía obstruyendo la comunicación entre el Océano Pacífico y el Golfo de México, lo que causó el desplazamiento progresivo de la costa occidental del Golfo (Salvador, 1991). Este evento orogénico estuvo acompañado del desarrollo de una serie de depresiones casi paralelas al cinturón orogénico, conocidas como las Cuencas Terciarias del Este de México: Burgos, Tampico-Tuxpan, Veracruz y las Cuencas Terciarias del Sureste (Salvador, 1991). Durante el Terciario continuó la emersión gradual del continente y la progradación de la línea de costa, propiciando el aporte y depósito de sedimentos arcillosos, arenosos y conglomeráticos. Durante el Oligoceno-Mioceno, el área estuvo sujeta a constantes transgresiones y regresiones. Posteriormente, en el Mioceno tardío-Plioceno se originó una regresión constante que tiene como límite la actual línea de costa (Cabrera y Lugo, 1984).

El estilo estructural del borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo consiste de fallamiento inverso; su origen se relaciona tanto con un evento compresivo terciario que culmina en el Mioceno medio-tardío, como con un evento

transpresivo postulado para el Mioceno tardío (Paz, 1998), en el que se formaron fallas de transcurrencia. Algunos autores atribuyen estos eventos a la Orogenia Chiapaneca (Carfantán, 1986).

El intervalo cronoestratigráfico estudiado comprende las formaciones La Laja y Depósito caracterizadas por sedimentos arcillosos, arenosos y conglomeráticos depositados en etapas alternadas de transgresión y regresión.

La Formación La Laja (Burnett, 1922) describe a una serie de gran espesor de lutita aflorante en el Arroyo La Laja, en el área de Depósito, en el estado de Veracruz. Se trata de capas de lutita gris, de tonos azul, verde y negro, generalmente muy bien estratificada, alternando con capas de arenisca y arenisca calcárea. En ocasiones, contiene capas de toba intercalada con arenisca, así como lentes y bloques de caliza coralina. Con base en criterios paleontológicos, la formación comúnmente se divide en un miembro superior y otro inferior. Según Castillo Tejero (1955), el miembro inferior se diferencia del miembro superior por la presencia en este último de capas de toba y lutita tobácea. El espesor conocido de la Formación La Laja está en el rango de 1000 a 1400 m. En las localidades de Tenochtitlan, Río Playas y Nanchital sobreyace en forma concordante a sedimentos de la Formación Nanchital del Eoceno y subyace de igual forma a la Formación Depósito del Mioceno. Aflora en amplias zonas localizadas hacia el frente de la Sierra de Chiapas y en la parte norte del Istmo de Tehuantepec, siendo localidades muy conocidas las de Chalchijapan, y Río Playas. Tschopp (1924) y Gibson (1936) asignan a esta unidad una edad de Oligoceno temprano.

Benavides (1956) *en* Maldonado y Paz (1992) describe para el área de San Miguel la secuencia de la formación La Laja para referirse a capas de lutita gris, ligeramente arenosa, con estratificación delgada y escasas intercalaciones de arenisca de grano fino a grueso. Este autor incluye y registra por vez primera dentro de esta unidad la presencia de un cuerpo de conglomerado de espesor

variable entre 500 y 1000 m formado por cantos de caliza y de roca ígnea. Trabajos más recientes identifican la presencia del Oligoceno superior-Mioceno temprano (Maldonado y Paz, 1992), con base en la presencia de *Heterostegina antillea*, *H. panamensis*, *Lepidocyclina* sp., *L. cf. canelli* y *Amphistegina* sp., así como de los foraminíferos planctónicos *Globigerina ciproensis*, *G. angulisuturalis* y *Globigerinoides primordius*.

La Formación Depósito (Tschopp, 1924) fue establecida para describir la porción superior de arenisca, lutita y toba de las rocas oligocénicas aflorantes en los alrededores del poblado El Depósito, al sur del Campo Francita, en el estado de Veracruz. Se trata de una serie de capas de lutita arenosa gris oscuro, a veces ligeramente azulosa, con abundantes micas detríticas, en ocasiones alternadas con capas muy delgadas de arenisca de grano fino y en otras con gran cantidad de tobas. Las capas de arenisca de la parte inferior de la formación contienen intercalaciones de toba. La arenisca es gris claro a ligeramente amarillenta. Laminillas de mica aparecen a lo largo de toda la formación. En algunas ocasiones se encuentran conglomerados intercalados con arenisca gruesa, variando sus componentes desde gravas de un centímetro de diámetro hasta peñascos de un metro o más. Los componentes están bien cementados por una matriz de material calcáreo fino o por arenisca arcillosa. A veces presentan dos horizontes de conglomerados, mientras que en otras ocasiones aparecen concreciones que varían de unos cuantos centímetros a más de medio metro de formas irregulares, esféricas, elípticas, elipsoidales, mamilares, etc., dando a las capas la apariencia de conglomerado. Características importantes de esta formación son su alto porcentaje de toba y la regularidad con la que esta va alternando con capas de lutita y arenisca. La edad de la formación Depósito es Mioceno temprano, asignada con base en la asociación de foraminíferos bentónicos y el alcance estratigráfico de foraminíferos planctónicos tales como *Catapsydrax dissimilis*, *C. stainforthi*, *Globorotalia continua*, *Globigerinoides bisphericus*, *Praeorbulina glomerosa curva*, *P. transitoria* y *P. sicana*, entre otras. El espesor conocido es de 1000 m, en promedio. Localidades importantes donde

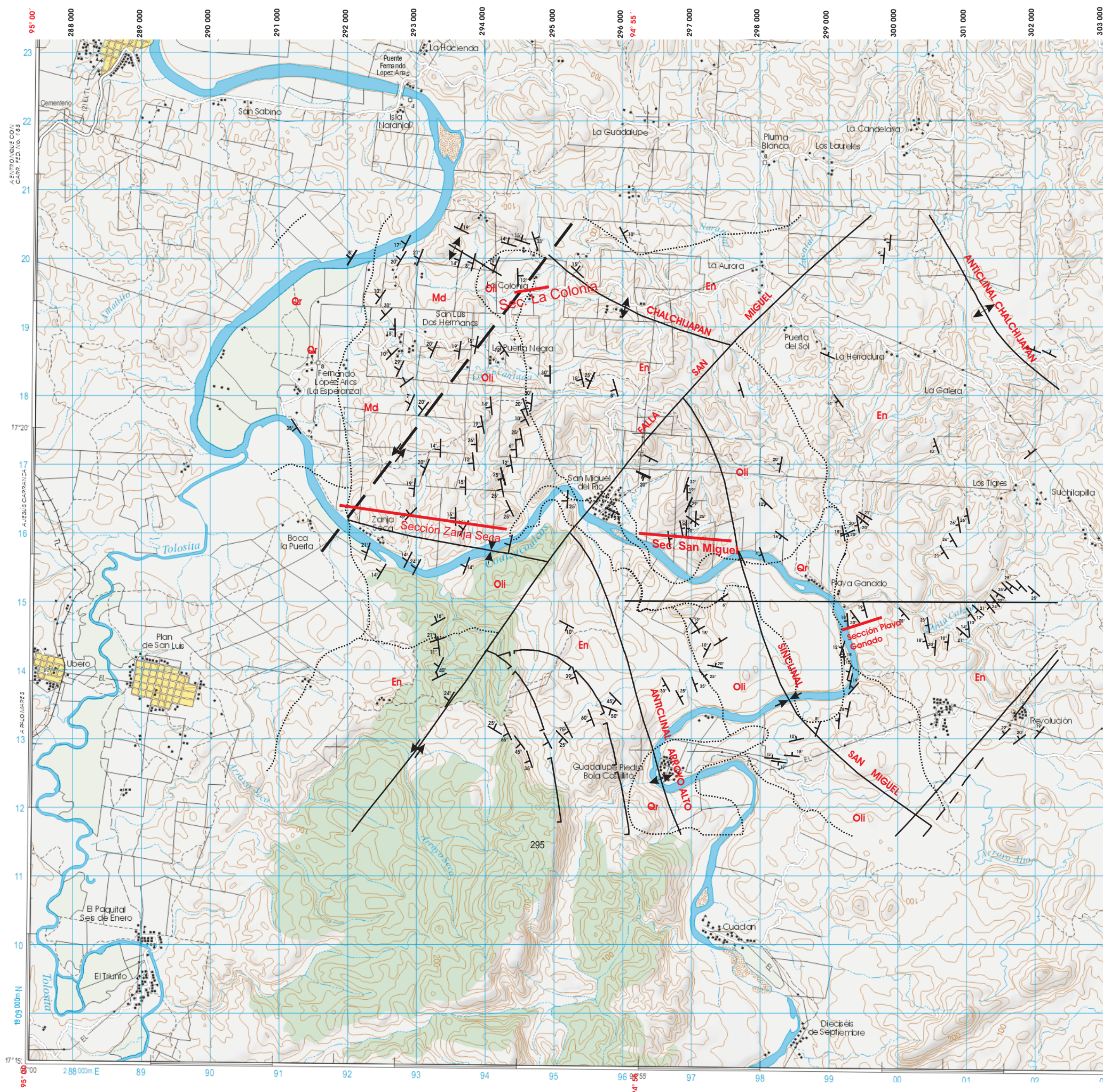
aflora esta formación son Achotal, Acayucan, Soconusco, Laguna Nueva, Texistepec, Río Pedregal, entre otras. En el área tipo, Depósito descansa normalmente sobre La Laja Superior e infrayace de igual manera a la Formación Encanto, aunque con límites difíciles de trazar.

Descripción de secciones

A continuación se describen las secciones estratigráficas superficiales medidas en las localidades de San Miguel y Sayula. La descripción incluye aspectos litológicos, relaciones estratigráficas y la columna estratigráfica utilizada para el establecimiento de la biozonación propuesta.

Area de San Miguel

La localidad de San Miguel es una de las pocas localidades en el borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo donde afloran sedimentos del Oligoceno. En esta localidad se encuentran 4 de las secciones estudiadas (Fig. 3-1). La geomorfología del área consiste de zonas relativamente altas desde el punto de vista topográfico, con cotas de 50 a 200 msnm, manifestándose ahí los anticlinales Chalchijapan y Arroyo Alto, constituidos por conglomerado, arenisca e intercalaciones de lutita, así como el Sinclinal San Miguel. El área presenta una gran complejidad estructural, con tres rasgos tectónicos principales, interpretados por Maldonado y Paz (1992) como fallas de desplazamiento lateral izquierdo orientadas NW-SE.



LEYENDA

- Qr** Cuaternario. Conglomerado, arena y suelo
- Md** Mioceno. Formación Depósito. Margas lutitas y arenisca
- Oli** Oligoceno. Formación La Laja. Conglomerado, arenisca y lentes de caliza
- En** Eoceno. Grupo Nanchital. Conglomerado y arenisca

Figura 3.1. Localización de las secciones estudiadas en mapa geológico del área de San Miguel, sur del estado de Veracruz. Geología de Santiago Acevedo, 1962; y Maldonado, 1992. Base topográfica INEGI E15C34.

De acuerdo a Maldonado y Paz (1992), la localidad estudiada queda comprendida en el Sinclinal San Miguel, el cual se considera de tipo simétrico. La Sección La Colonia se midió cerca de la ranchería del mismo nombre. Las secciones Zanja Seca, San Miguel y Playa Ganado fueron medidas en los afloramientos expuestos a lo largo de la rivera del Río Coatzacoalcos, entre el tramo de Zanja Seca a Piedra Bola, en las inmediaciones de San Miguel, Veracruz al SE de Jesús Carranza. Todas las secciones estudiadas se asignan a la Formación La Laja. A continuación se describen por separado.

Sección estratigráfica La Colonia

La sección estratigráfica La Colonia expone una parte de la Formación La Laja del Oligoceno temprano (Fig. 3-2). El acceso a la sección se realiza a través de una terracería secundaria que conduce al Rancho Puerta Negra, misma que parte de la brecha principal que va de Suchilapan a San Miguel, municipio de Jesús Carranza, con acceso desde la Carretera Federal Transístmica No. 187. Se localiza en las coordenadas 94°56'W/17°20'N (Fig. 3-1).

Estratos delgados a medianos de marga verde y café, en tonos oscuros, se encuentran intercalados con capas de arenisca de 10 cm de espesor. La sección tiene un espesor de 8 m y se efectuó un muestreo con una densidad de 1 m, aproximadamente. Las capas muestran un rumbo de echado de 68° al NW, con una inclinación de 24°.

Debido a las características litológicas observadas, las muestras estudiadas se asignan a la Formación La Laja. El estudio bioestratigráfico de los foraminíferos planctónicos de la Sección La Colonia permite asignar su columna al Oligoceno temprano.

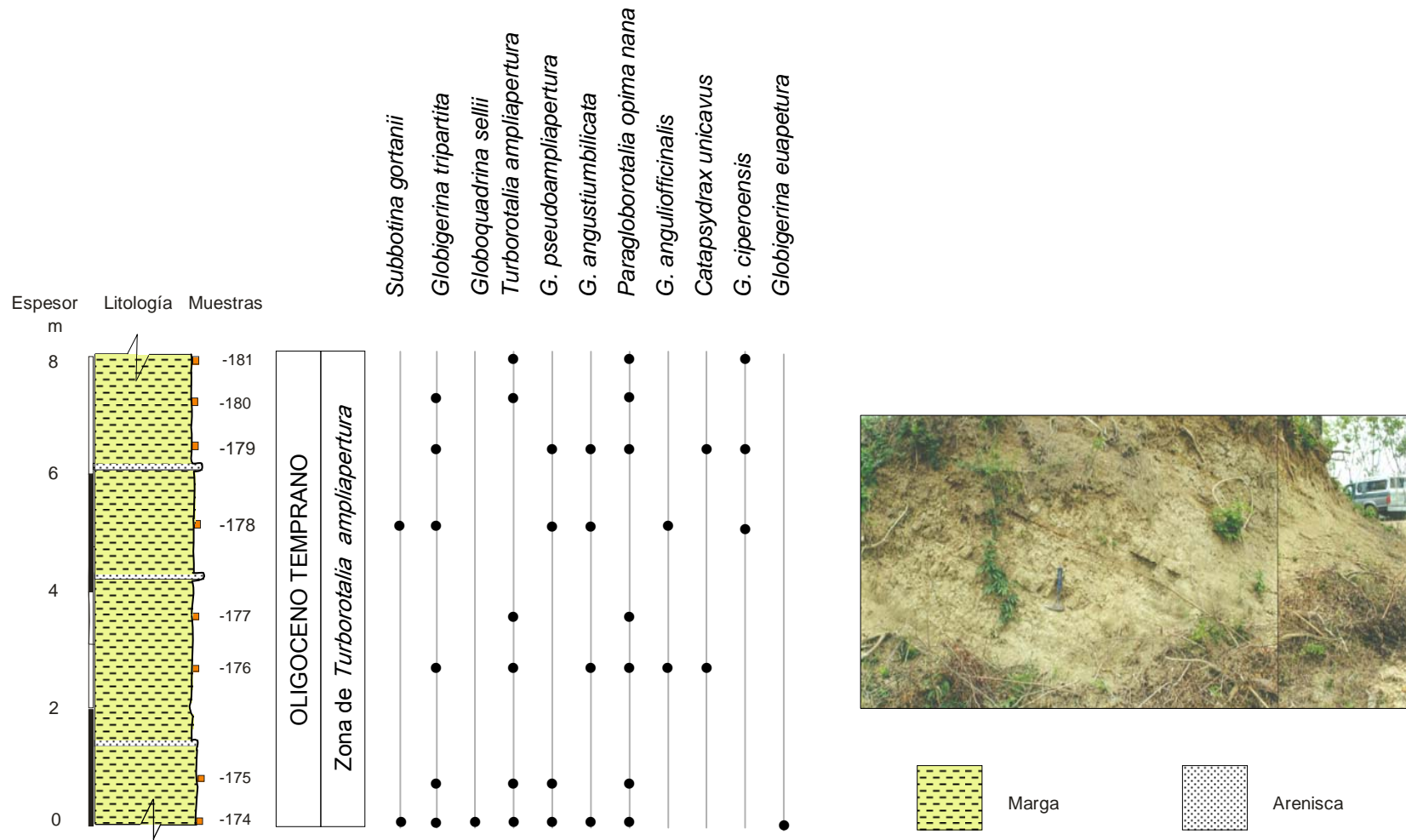


Fig 3-2 Columna estratigráfica esquemática de la Sección La Colonia y distribución de foraminíferos planctónicos. La litología corresponde a marga verde en estratos laminares a delgados, con intercalaciones de arenisca en capas de 10 cm de espesor.

Sección estratigráfica Zanja Seca

La Sección Zanja Seca se midió en el tramo comprendido del Arroyo Zanja Seca a las cercanías de San Miguel (Fig. 3-1), específicamente de las coordenadas 94°56'W/17°19'N a 94°57'/17°19'N. La sección expone sedimentos terrígenos de la Formación La Laja del Oligoceno y Mioceno.

La sección estratigráfica Zanja Seca (Fig. 3-3) yace sobre el conglomerado y lutita arenosa de la Formación Nanchital (Maldonado y Paz, 1992). El espesor de la sección se estima en 1000 m; se trata de una sucesión terrígena de capas inclinadas 18-20° al N40°-50°W. De la base a la cima, la sección se caracteriza por la presencia de conglomerado polimítico, de clastos subredondeados de 0.5, 1, 10 y hasta 20 cm de diámetro. Los clastos consisten principalmente de cuarcita, esquistos y caliza foliada en matriz arenosa (Fig. 3-4A). Hacia la cima, aproximadamente a 700 m de la base, predominan clastos de caliza y arenisca cuyo diámetro varía de 0.5 a 2 cm, denotándose una clara disminución sección arriba en el tamaño de los mismos. Los estratos de conglomerado varían de 10 a 50 cm de espesor. Una característica distintiva es la presencia de lentes de caliza arrecifal intercalados en los cuerpos de conglomerados (Fig. 3-4B). Estos lentes de 0.5 hasta 3 m de espesor fueron reportados por vez primera por Murillo y Navarrete (1992) y corresponden a parches de corales *in situ*, blancos (Fig. 3-4C), por lo que contrastan notablemente con las capas de conglomerado. Por la naturaleza propia de los corales, se interpreta que estos desarrollos carbonatados fueron depositados en etapas de relativa calma, en periodos de una disminución importante del aporte de sedimentos terrígenos que afectan el crecimiento de este tipo de comunidades.

Según la litología observada, la Sección Zanja Seca comprende la Formación La Laja, mostrando características y tipos de facies similares a las de secciones aledañas.

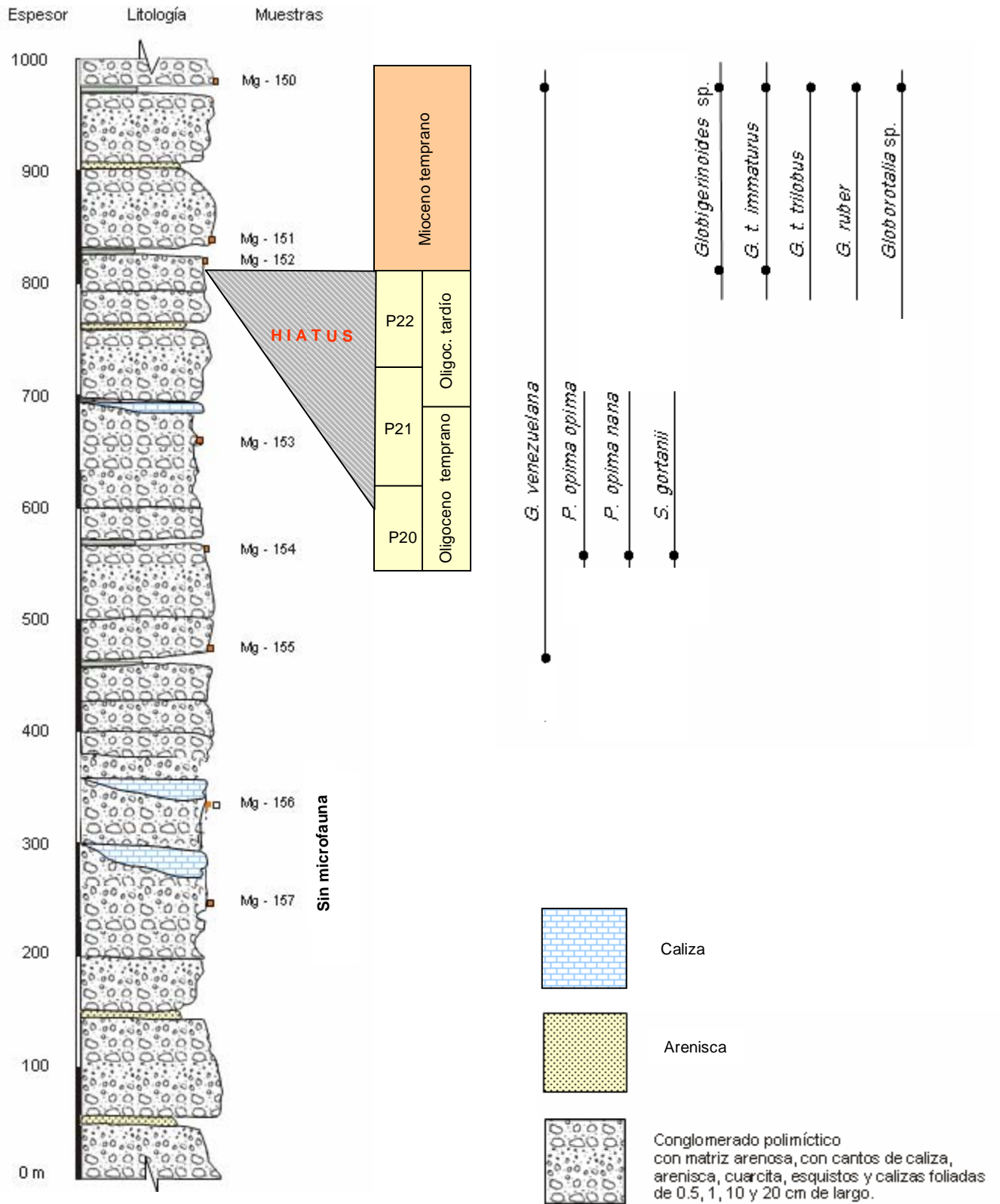


Fig. 3-3

Columna estratigráfica Zanja Seca y distribución de foraminíferos planctónicos del Oligoceno temprano-Mioceno temprano en la localidad de San Miguel, Ver. El tamaño de los lentes de caliza es esquemático.



Fig. 3-4 Afloramientos del Oligoceno en la Sección Zanja Seca, en el área de San Miguel, Ver. Conglomerado polimíctico, semicompacto, de clastos oscuros de 5, 10 y 15 cm de diámetro, principalmente de cuarcita, esquisto y caliza foliada contenidos en una matriz arenosa (A). Lente de caliza arrecifal intercalado en los cuerpos de conglomerado (B). Los lentes corresponden a parches de corales *in situ*. Escala= 10 cm (C).

Con base en el estudio de los foraminíferos planctónicos, la Sección Zanja Seca se asigna al Oligoceno temprano y Mioceno temprano.

La Sección Zanja Seca es importante porque es quizá el único afloramiento en el área con la posibilidad de identificar en la localidad el límite Oligoceno-Mioceno, ya que aparentemente la sección es continua y presenta una buena exposición de afloramientos a lo largo del río. Litológicamente, el único cambio que se observa en el tránsito del Oligoceno al Mioceno es la ligera disminución en el tamaño de los clastos que forman el conglomerado, así como la ausencia de lentes de caliza arrecifal en el intervalo asignado al Mioceno temprano. Los resultados de los estudios bioestratigráficos señalan que existe un hiatus, ya que se registra la presencia de microfauna del Mioceno temprano en capas que sobreyacen concordantemente a aquéllas del Oligoceno temprano.

Sección estratigráfica San Miguel

La sección estratigráfica San Miguel expone un espesor de 100 m del Oligoceno (Fig. 3-5), en el tramo de la sección que aflora en las inmediaciones de San Miguel hasta las cercanías de la Ranchería Playa Ganado (Fig. 3-1), entre las coordenadas 94°55'W/17°19'N y 95°54'W/17°19'N.

La base de la columna consiste de un basamento constituido por rocas metamórficas gris, en tonos claros y oscuros de posible metarenisca fracturada, así como rocas de aspecto esquistoso y pizarroso (Fig. 3-6A y B). Sobre el basamento yacen capas de conglomerado fino dispuestas horizontalmente; los clastos varían en tamaño de 0.5 a 2 cm y están incluidos en una matriz arenosa. Las intercalaciones de limolita y lutita verde y gris dentro de la secuencia conglomerática permiten marcar una diferencia con la litología observada en la Sección Zanja Seca, donde predominan las intercalaciones de lentes de caliza arrecifal. Los estratos de limolita y lutita, ligeramente arenosas, son más frecuentes hacia la base de la sección, en capas de 40 a 80

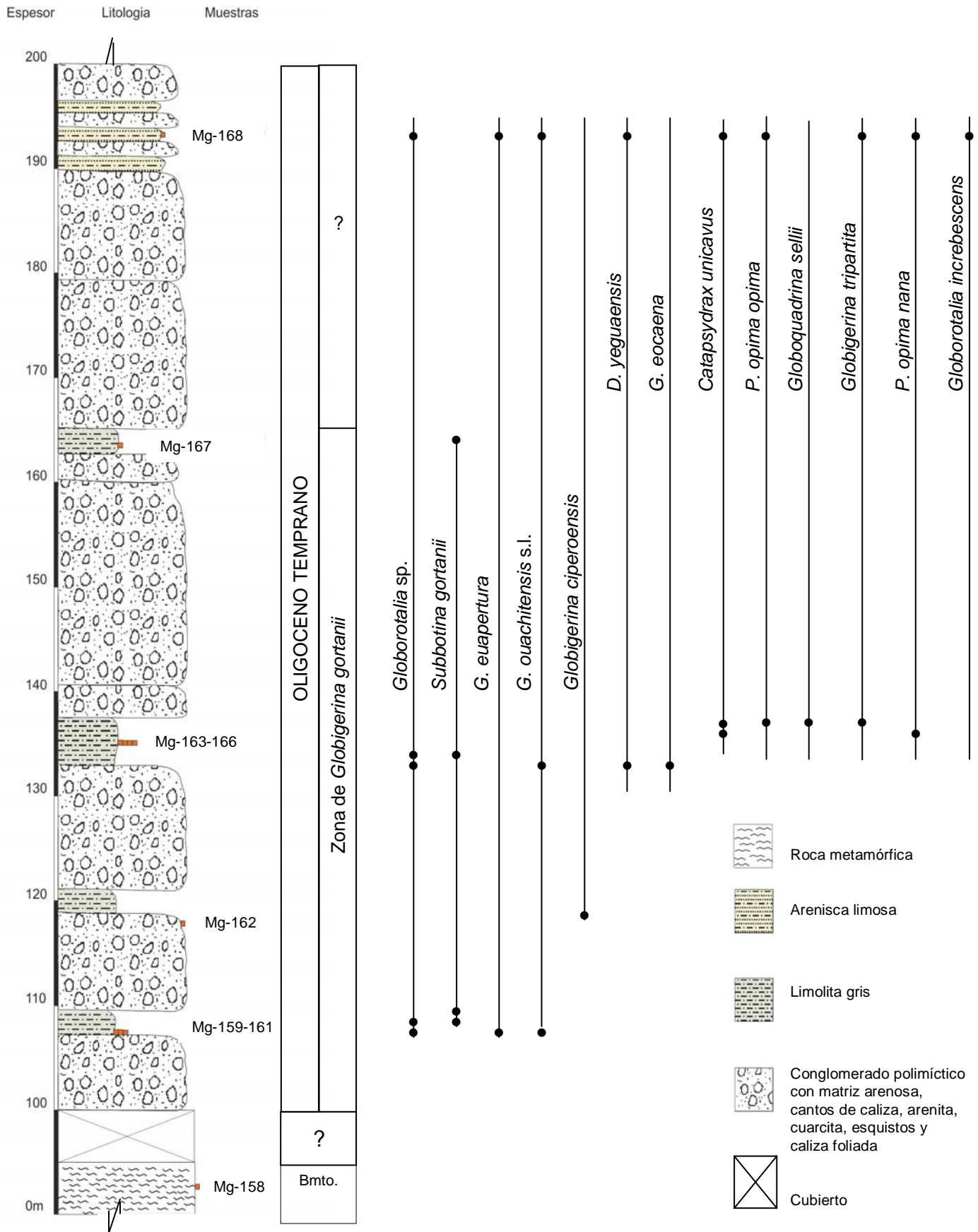


Fig. 3-5

Columna estratigráfica de la Sección San Miguel, en la localidad de San Miguel, Ver. y distribución de foraminíferos planctónicos.



Fig. 3-6 Afloramientos de la Sección San Miguel: (A) Rocas metamórficas de color gris, en tonos oscuros, probablemente correspondientes a metareniscas. (B) Detalle de rocas de aspecto esquistoso y pizarroso, de color gris claro. (C) Intercalaciones de limolitas y lutitas con microfauna planctónica dentro de la secuencia conglomerática. Las capas de limolita y lutita alcanzan espesores de 40 hasta 80 cm. (D) En la parte inferior de la sección, se observan capas horizontales de arena limosa gris. (E) Ocasionalmente, las capas presentan plegamientos suaves.

cm de espesor (Fig. 3-6C). Hacia la parte media de la sección se observaron capas horizontales de arenisca limosa gris (Fig. 3-6D), así como capas con plegamientos suaves (Fig. 3-6E). Las capas se inclinan suavemente (5° , 7° y 9°) al $S47^{\circ}-49^{\circ}W$.

Según la litología observada, la Sección San Miguel se asigna también a la Formación La Laja. Las intercalaciones de limolita y lutita permiten la búsqueda de microfauna planctónica que ayuda a fechar la secuencia conglomerática. Con base en el estudio de los foraminíferos planctónicos, la Sección San Miguel se asignó al Oligoceno temprano.

Sección estratigráfica Playa Ganado

La sección estratigráfica Playa Ganado fue medida a lo largo del Río Coatzacoalcos, en el flanco oriental del Sinclinal San Miguel, en el tramo comprendido de Playa Ganado a Piedra Bola (Fig. 3-1), entre las coordenadas $94^{\circ}53'W/17^{\circ}18'N$ y $94^{\circ}53'W/17^{\circ}18'N$.

Esta sección expone una secuencia conglomerática de 70 m de espesor con capas inclinadas de 8° a 10° al $N50^{\circ}-60^{\circ}W$, caracterizada por la presencia de arenisca conglomerática y arena limosa (Fig. 3-7). Las capas de arena conglomerática están bien estratificadas, en espesores que varían de 2 a 5 m (Fig. 3-7A). Limolita arenosa con escasa microfauna se observa en la parte media de la sección, mientras que las capas de arena limosa con esporádicos cantos de 10 a 50 cm de eje mayor se tornan más evidentes hacia la cima; estas últimas contienen una asociación de foraminíferos planctónicos bien conservada. Pequeñas intercalaciones de caliza coralina blanca y masiva se observan en las capas de arena conglomerática.

La microfauna planctónica de la cima de la Sección Playa Ganado permite asignar la secuencia al Oligoceno temprano.

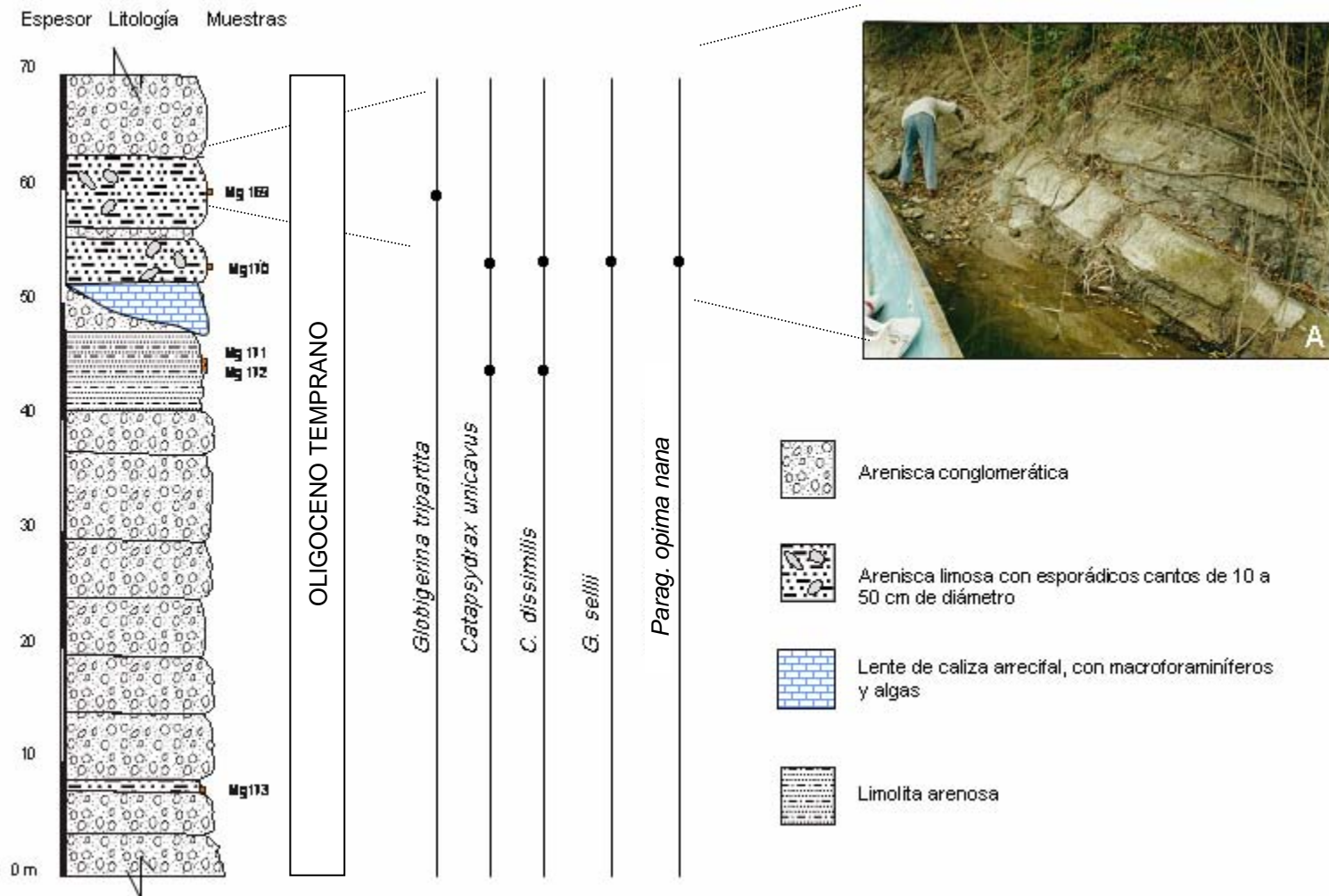


Fig. 3-7

Columna estratigráfica de la Sección Playa Ganado, cerca de Piedra Bola, Ver. y distribución de foraminíferos planctónicos. (A) Fotografía del afloramiento en la sección; se aprecian capas de arenisca conglomerática y arena limosa. Las capas de arenisca conglomerática están bien estratificadas, en espesores que varían hasta 5 m.

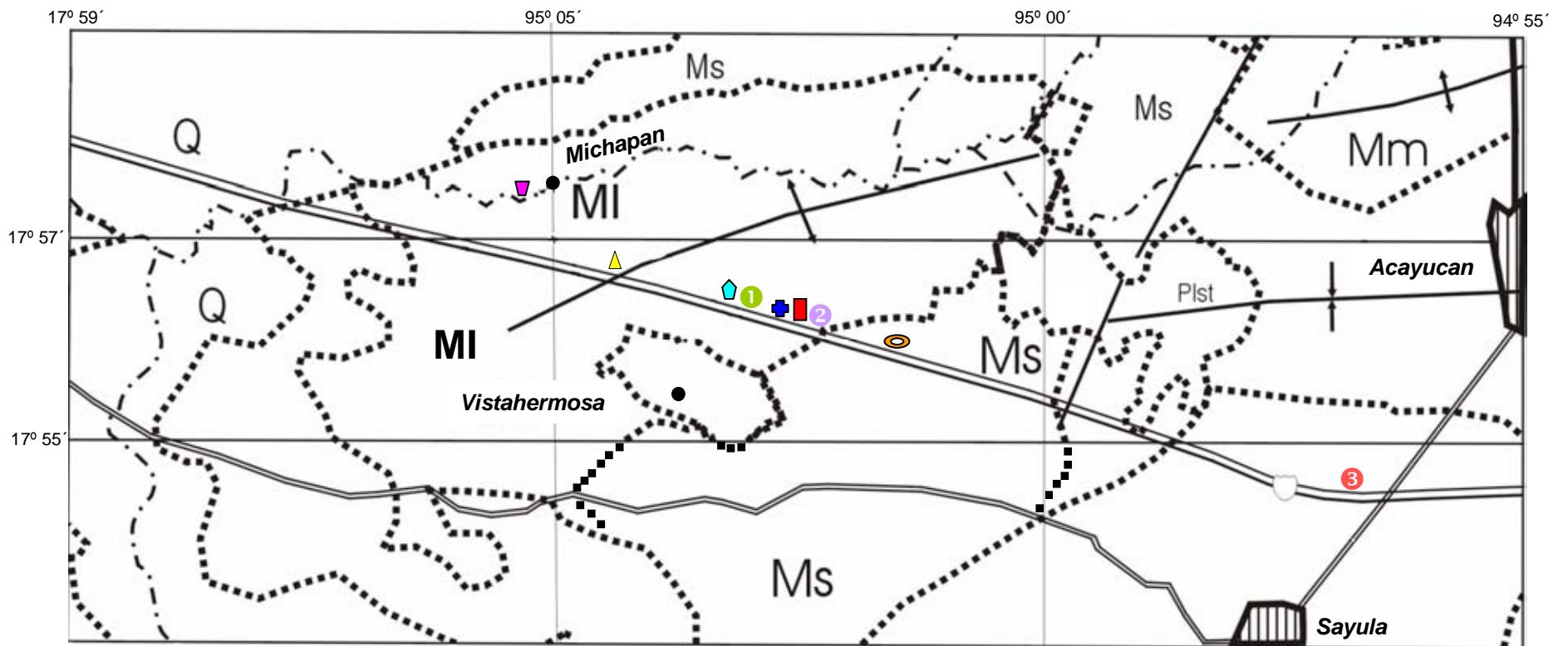
Area de Sayula

Sayula se localiza a 10 km al SW de la ciudad de Acayucan, en el sur del estado de Veracruz. En las inmediaciones se pueden observar numerosos afloramientos de una secuencia marina del Mioceno y Plioceno, expuestos principalmente a lo largo de la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos. Pequeños lomeríos formados por rocas calcáreo-terrágenas son los rasgos topográficos más sobresalientes en esta parte de la planicie costera del Golfo de México, observándose alturas de algunas decenas de metros sobre el nivel del mar, con un relieve máximo que no excede los 100 m.

Debido a sus características estructurales y de exposición, la secuencia sedimentaria de Sayula comprendida entre los kilómetros 170 a 188 de la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos fue dividida en 9 secciones que se describirán por separado (Fig. 3-8). Estas secciones constituyen, a su vez, una columna compuesta que comprende principalmente la Formación Depósito.

Sección estratigráfica Sayula E-Diques

La sección estratigráfica Sayula E-Diques se midió dentro de las coordenadas $X=293\ 479.9421$ - $Y=198\ 3810.7778$ y $X=295\ 284.1615$ - $Y=198\ 7482.0964$ (UTM) equivalentes a las coordenadas geográficas $95^{\circ}03'W/17^{\circ}56'N$ y $95^{\circ}04'W/17^{\circ}58'N$ (Fig. 3-9). La sección tiene un espesor de poco menos de 100 m y consiste de una secuencia de capas de marga café, crema, verde, y gris, en tonos rojizos y verdosos (Fig. 3-10). En la base, intercalaciones delgadas de arena -en ocasiones con restos vegetales- se observan en los primeros 30 m. Algunas de las capas margosas llegan a exhibir una ligera bioturbación, la cual se acentúa cuando se les encuentra asociadas a la arena. Las capas se inclinan 8° al $S52^{\circ}E$. Hacia la parte media de la sección, la secuencia es cortada por diques arenosos (Fig. 3-11) con clastos de marga. Las capas de marga de esta porción se inclinan 28° al $S58^{\circ}E$. Los diques miden entre 36 y 50 cm de ancho y cortan la secuencia margosa. Es hasta la cima de la sección que se



LEYENDA

- Autopista
- Terraceria
- Río San Juan
- Mi Mioceno Inferior
- Mm Mioceno Medio
- Ms Mioceno Superior
- Plst Pleistoceno
- Q Cuaternario
- Anticlinal

- Sección Sayula E-Diques
- Sección Puente Vistahermosa
- Sección Magnet-1
- Sección Flanco W Anticlinal SJE
- Sección Magnet-2
- Afloramiento Sayula F-Tobas
- Sección Magnet-3
- Sección Michapan
- Sección Sayula C-Ostreas

Fig. 3-8

Localización de secciones superficiales medidas en el área de Sayula, en el sur del Estado de Veracruz.

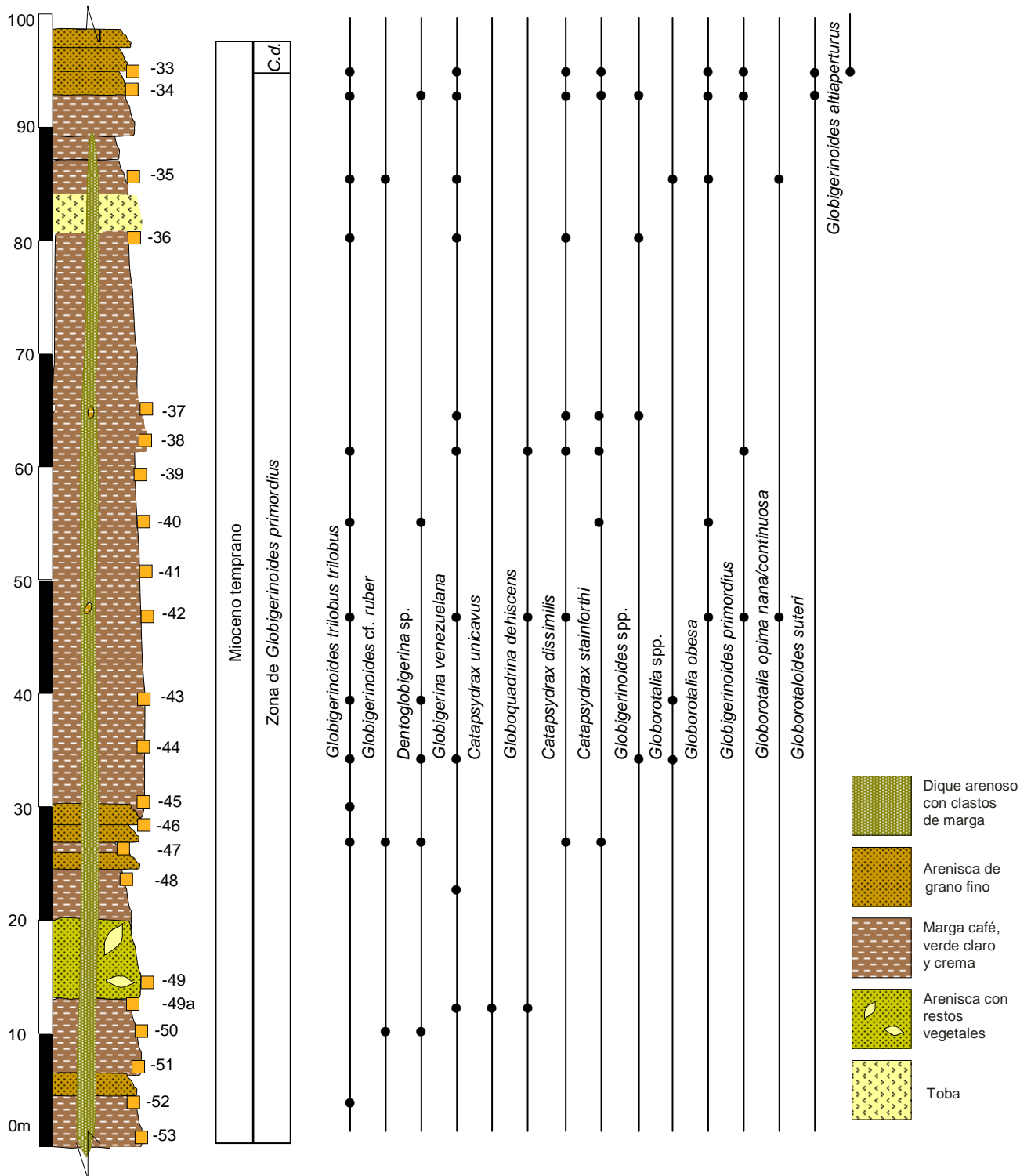


Fig. 3-9 Columna estratigráfica de la Sección Sayula E-Diques y distribución de foraminíferos planctónicos. C.d. = Zona de *Catapsydrax dissimilis*. Los microfósiles reportados en las muestras Misa-37 y Misa-42 corresponden a aquellos encontrados en los clastos inmersos en la arena del dique.



Fig. 3-10 Afloramiento de la Sección Sayula E-Diques expuesta entre los Km 174 y 175 de la Autopista La Tinaja-Coatzacoalcos. Está constituida en la base por una secuencia de capas de margas y areniscas, ocasionalmente esta última con restos vegetales; las capas varían en espesor de 2 hasta 20 cm. Hacia la parte media, la secuencia es cortada por diques clásticos de hasta 50 cm de espesor. La cima de la sección se caracteriza por la presencia de horizontes de arenisca tobácea y toba en capas de hasta 1 m. La fotografía es parte de la base expuesta en el Km 174 + 500 m, donde se observan las intercalaciones de capas de margas y arena. Escala= 2 m

Parte media de la Sección Sayula E-Diques



Fig. 3-11 Diques clásticos que cortan la secuencia terrígena de la Sección Sayula E-Diques, expuesta entre los Km 174 y 175 de la Autopista La Tinaja-Coatzacoalcos. Los diques, con un espesor de 40 hasta 60 cm, se identificaron en la parte media de esta sección y son de constitución arenosa e intrusionan a sedimentos miocénicos más jóvenes en una orientación preferencial de 35° al NW.

registra la presencia de capas delgadas de arenisca tobácea; la arenisca es de grano fino y exhibe una mineralogía predominante de cuarzo, feldespato y mica. En esta parte de la sección las capas continúan inclinándose 21° y 23°. Las capas de toba intercaladas en las capas de marga también se hacen más evidentes.

Los diques estudiados presentan un contacto abrupto con las capas de marga, sin rasgos de ramificación aparente. Generalmente, los diques son de tono verdoso, que contrasta notablemente con las capas de marga de gris oscuro y café. El espesor de cada uno es generalmente constante, sin variación del mismo en sentido longitudinal. La petrografía de los diques es relativamente uniforme, caracterizada por granos bien clasificados de arena. Uno de los diques se orienta N70°E y se inclina 48° al N55°W, cortando capas de arenisca tobácea de grano fino y marga; tiene un espesor de 50 a 55 cm y contiene dos tipos diferentes de clastos. Uno, formado por marga gris verdoso (Cl₁) y, otro, de marga laminada verde oscuro (Cl₂). Los clastos Cl₁ contienen ejemplares de *Globigerina* sp., *G. venezuelana*, *Globigerinoides trilobus trilobus*, *G. t. immaturus*, *Globorotalia* sp., *G. (J.) mayeri*, *Dentoglobigerina altispira* s.l. y *D. globosa*, cuya asociación indica la presencia de la Zona M2 de Berggren *et al.* (1995), equivalente al Mioceno Temprano. Los clastos Cl₂ contienen escasos ejemplares de pequeños foraminíferos planctónicos indeterminados, con un tamaño que varía entre 123 y 144μ, con ornamentación reticulada, posiblemente del Eoceno u Oligoceno. No se encontró microfauna en el material arenoso del dique. Las capas de arenisca tobácea que son cortadas por el dique clástico contienen escasos y mal preservados ejemplares de *Globigerinoides* cf. *primordius* y *G. trilobus immaturus* de las zonas M1 y parte de M2 de la base del Mioceno Temprano, en tanto que las capas de marga café verdoso contienen foraminíferos planctónicos muy mal conservados, recristalizados, generalmente rotos. Dentro de estos últimos se identifican ejemplares de *Globigerinoides* spp., *G. trilobus trilobus*, *Globigerina venezuelana*, *Globorotalia (J.) mayeri*, *Catapsydrax dissimilis* y *C. stainforthi*. Esta asociación microfaunística puede

abarcar las zonas M2 y M3 del Mioceno temprano (Berggren *et al.*, 1995). Uno de los principales retos en la interpretación de los mecanismos que producen la inyección de diques clásticos es identificar la profundidad de la cual proviene el sedimento que forma los diques y conocer la edad del evento de intrusión. En este trabajo se consiguió fechar por métodos bioestratigráficos los sedimentos formadores de los diques, los clastos inmersos en la arena de los diques y las rocas intrusionadas. Ello permitió establecer indirectamente el espesor atravesado por las inyecciones clásticas y el límite inferior para el tiempo de intrusión. La arena de uno de los diques presenta foraminíferos mal conservados asignados al Oligoceno y muy escasos foraminíferos planctónicos posiblemente pertenecientes al Eoceno. Los clastos incorporados a la arena durante el proceso de intrusión son del Oligoceno y Mioceno temprano, en tanto que las capas intrusionadas corresponden al Mioceno temprano. Combinando esta serie de edades obtenidas bioestratigráficamente, se asigna el límite mínimo de tiempo de intrusión de los diques clásticos con base a la edad más joven encontrada en la secuencia intrusionada, que equivale aproximadamente a 17.3 Ma, correspondiente a la parte alta del Mioceno Temprano. La arena provino de niveles estratigráficos inferiores -al menos del Oligoceno y quizá Eoceno- y se inyectó hacia arriba a través de un gradiente de presión litostática ejercida por el grueso paquete sedimentario, aprovechando así mismo fracturas o planos de debilidad originados en la etapa compresiva a finales del Mioceno Temprano. Se estima que la inyección atravesó, al menos, una columna estratigráfica de 900 m. Para mayor detalle de la presencia y características de las inyecciones clásticas que cortan la Sección Sayula E-Diques se remite al artículo anexo de Rosales *et al.* (en prensa).

Sección estratigráfica Puente Vistahermosa

La Sección Puente Vistahermosa se midió entre el Km 174 y 175 de la autopista, cerca del puente Vistahermosa-Michapan, dentro de las coordenadas X=295 593.7316-Y=198 4988.0273 y X= 294 230.4611-Y=198 4651.6626 (UTM), equivalente a las coordenadas geográficas 95°04.19'W/17°56.65'N a 95°

03.42'W/17°56.46'N (Fig. 3-8). La sección tiene un espesor de 130 m (+100) (Fig. 3-12). En la base contiene capas de marga verde, gris y café claro que intemperiza a tonos blanquecinos, con intercalaciones de arenisca y limolita tobácea (Fig. 3-13A). Desde la base y hasta la parte media de la sección se registran intercalaciones de horizontes de toba de 60 cm de espesor, blanca y algunas capas de arenisca tobácea de 15 a 20 cm de espesor (Fig. 3-13B). Las capas de marga de esta porción de la columna son verdes, en tono olivo y se intercalan con capas de arenisca tobácea con clastos “ripped-up” de marga. Aproximadamente a 110 m de la base se presenta un dique clástico de composición arenosa (Fig. 3-13C) que se observa por una distancia de 10 a 12 m. El dique contiene grandes clastos de marga de hasta 15 cm de diámetro. La parte alta de la sección comprende una capa de toba de 1 m de espesor, en tonos claros, con presencia de vidrio alterado (Fig. 3-14A), alternando con capas de marga verde olivo y café con espesores de 15 a 20 cm (Fig. 3-14B). En seguida se observan capas de arenisca de grano fino de 2 a 4 cm de espesor, con intercalaciones de arenisca de grano grueso, arreglada en capas de hasta 50 cm. La cima comprende capas de marga café en tonos verdosos con intercalaciones importantes de toba en tonos amarillentos con un espesor hasta de 90 cm (Fig. 3-14C).

Los estudios bioestratigráficos y de fechamiento isotópico obtenidos en este trabajo indican que la Sección Puente Vistahermosa pertenece al Mioceno temprano.

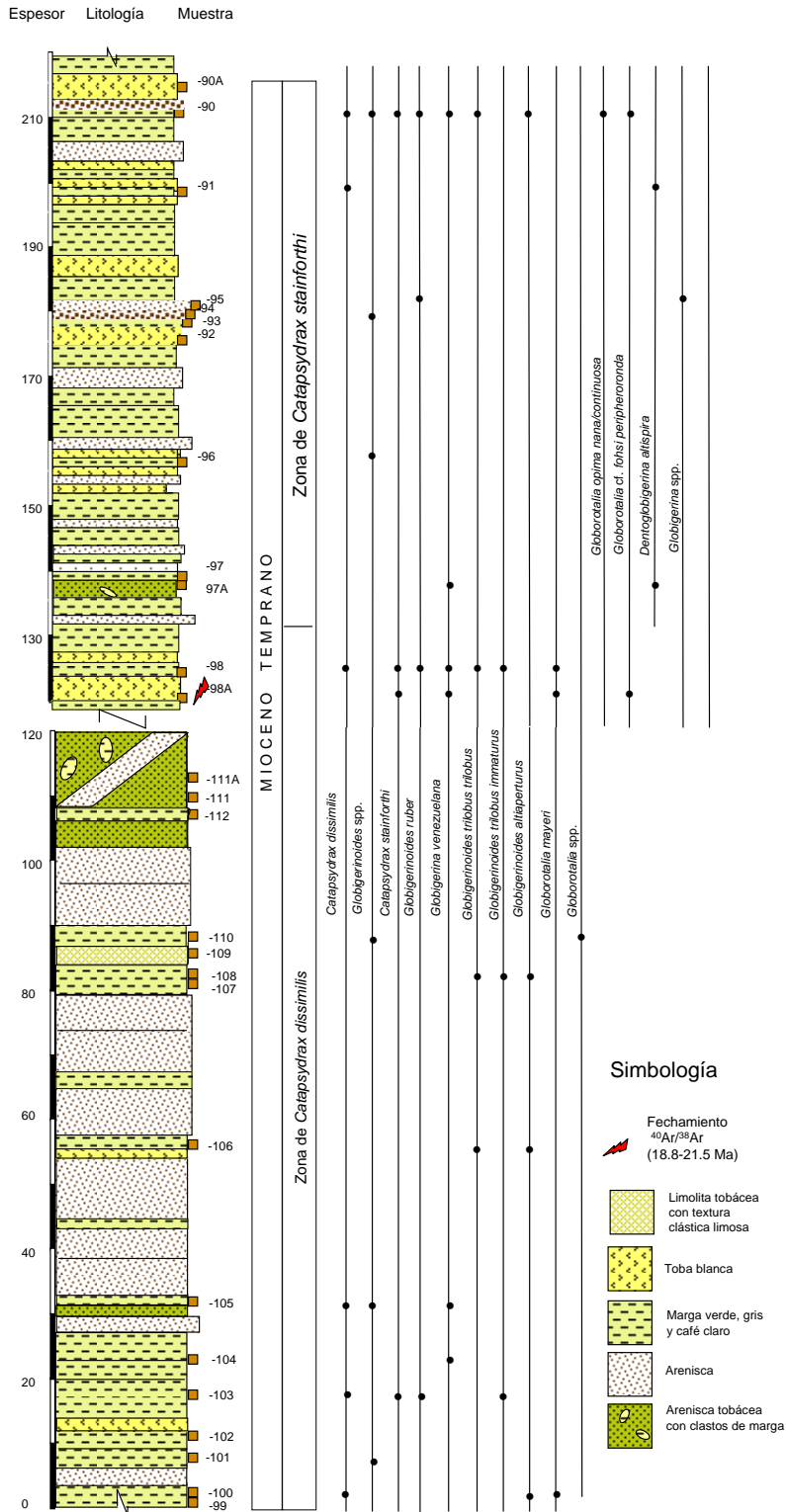


Fig. 3-12 Columna estratigráfica compuesta y distribución de foraminíferos planctónicos de la Sección Puente Vista Hermosa, alrededor del Km 174 de la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos.



Fig. 3-13 Fotografías de la Sección estratigráfica Puente Vistahermosa, en el Km 174 de la Autopista La Tinaja-Coatzacoalcos. Aspecto de la sección, caracterizada por una alternancia de capas de marga, toba y arenisca tobácea (A). Detalle de capas de marga y toba, hacia la base (B). Dique clástico de constitución arenosa, cortando capas de marga en la parte media de la sección (C).



Fig. 3-14 Fotografías de la parte media-alta de la Sección estratigráfica Puente Vistahermosa. (A) Se observa detalle de muestra de mano de toba vítrea de la Muestra MISA-98A. (B) Capas de margas amarillentas intercaladas con toba y arenisca. (C) Capas de margas de 15 a 20 cm de espesor, intercaladas con toba de 90 cm de espesor.

Sección estratigráfica Magnet-1

La Sección Magnet-1 se midió en el Km 173.5 de la autopista, en las coordenadas X=295 701.3447-Y=198 4977.6850 (UTM) equivalente a las coordenadas geográficas 95°4.251'W/17°56.645'N (Fig. 3-8). Tiene un espesor de 807 cm (Fig. 3-15). Comprende capas de marga arenosa gris oscuro, con intercalaciones de capas delgadas de arenisca tobácea, de hasta 12 cm de espesor. Las capas se orientan 13° al NW, con una inclinación de 7°. La sección fue medida a detalle, capa a capa, de donde se extrajeron 9 muestras, mismas que fueron utilizadas también para análisis magnetoestratigráficos. Los estudios bioestratigráficos y magnetoestratigráficos permiten asignar la Sección Magnet-1 al Mioceno temprano.

Sección estratigráfica Flanco W del Anticlinal San Juan Evangelista

La sección estratigráfica Flanco W del Anticlinal San Juan Evangelista se midió en el Km 171 de la Autopista La Tinaja-Coatzacoalcos, dentro de las coordenadas X=278000-Y=198 5500 (UTM) (Fig. 3-8). Es la secuencia situada más al NW y corresponde al flanco occidental de dicho anticlinal. Comprende 44 m de espesor, donde de la base a la cima se observa una interestratificación monótona de capas de marga suave y marga compacta, así como algunas capas de arenisca (Fig. 3-16). Las capas se inclinan 8° al N38°-40°W. Las capas de marga café y están dispuestas en 10, 20 y hasta 40 cm de espesor. La microfauna estudiada permite asignar la sección al Mioceno temprano.

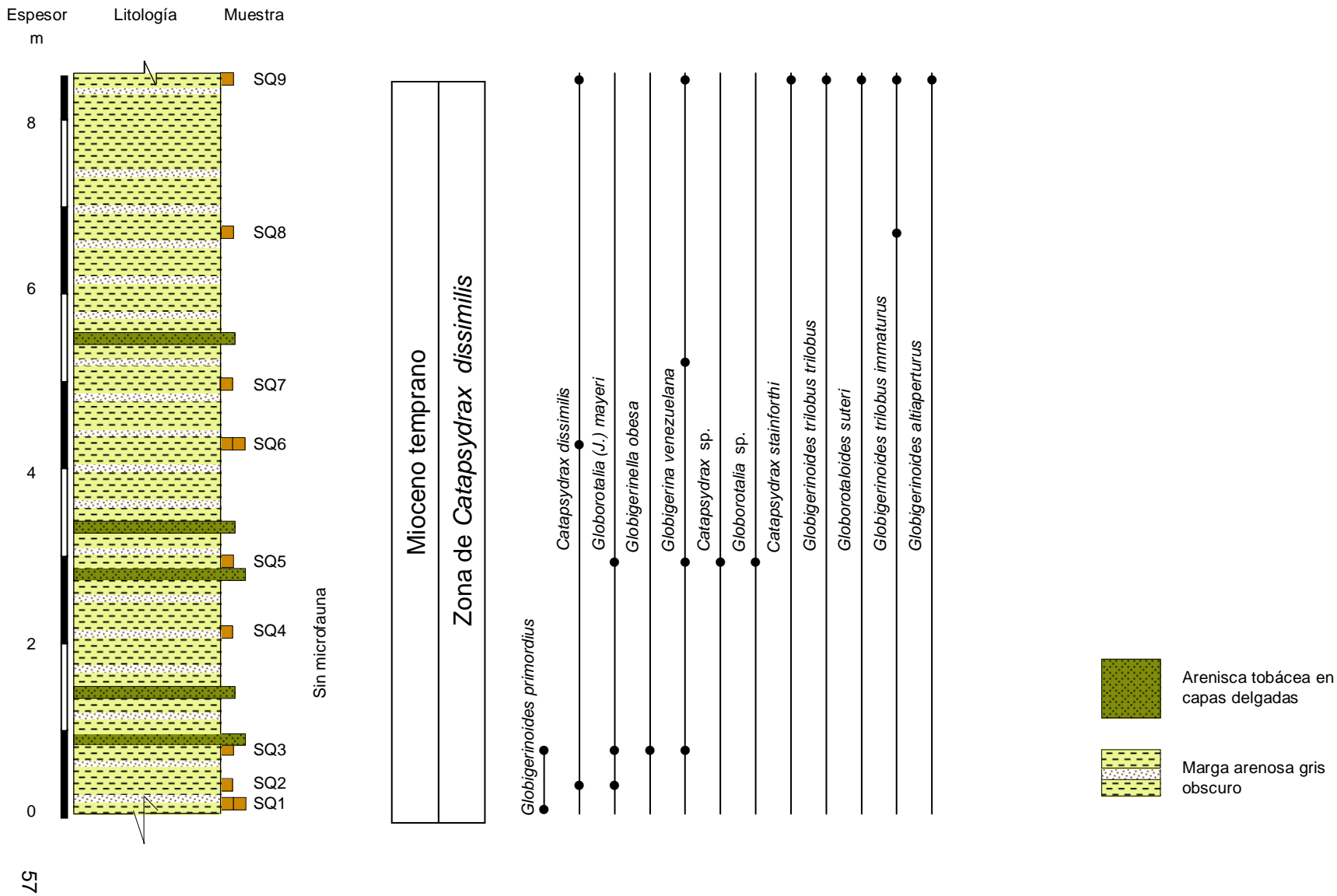


Fig. 3-15

Columna estratigráfica de la Sección Magnet-1, en el Km 173.5 de la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos y distribución de foraminíferos planctónicos.

Espesor Litología Muestras

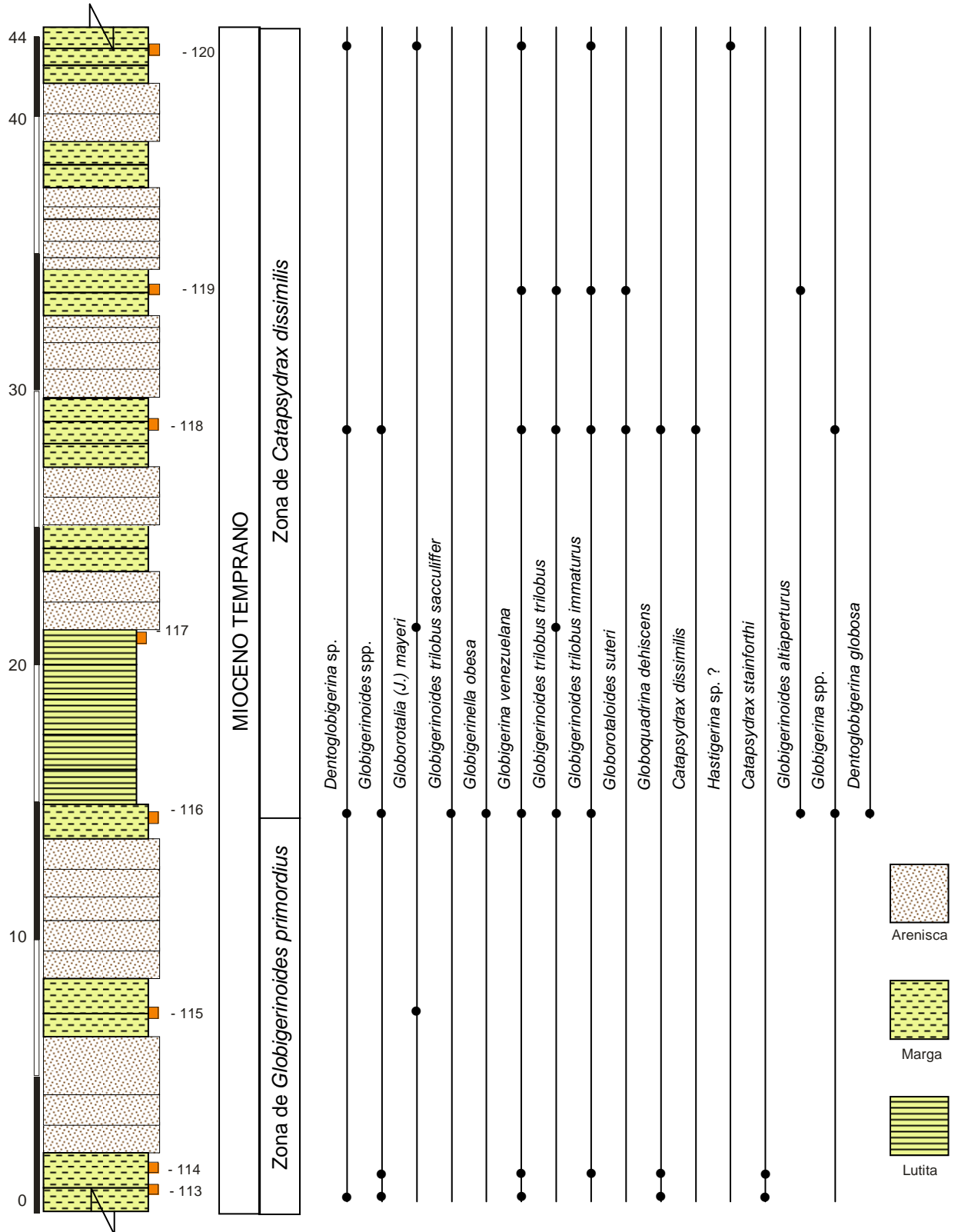


Fig. 3-16

Columna estratigráfica esquemática de la Sección Flanco W del Anticlinal San Juan Evangelista, medida en el Km 171 de la Autopista Coatzacoalcos-La Tinaja y distribución de foraminíferos planctónicos. La columna comprende una interstratificación monótona de capas de marga.

Sección estratigráfica Magnet-2

La sección estratigráfica Magnet-2 se midió en el Km 175 de la autopista, en las coordenadas X=298 276.5565-Y=198 5547.0797 (UTM) equivalente a las coordenadas geográficas 95°5.706'W/17°56.968'N. Tiene un espesor de 22 m (Fig. 3-17). Comprende capas de lutita arenosa gris oscuro, ocasionalmente con tonos azulosos, con intercalaciones de capas muy delgadas de arenisca fina y de arenisca tobácea. De esta sección se obtuvieron también muestras para análisis magnetoestratigráficos. Los análisis bioestratigráficos y magnetoestratigráficos permiten asignar las rocas de la Sección Magnet-2 al Mioceno temprano.

Las capas de margas contienen microfauna planctónica del Mioceno temprano.

Afloramiento Sayula F-Tobas

El Afloramiento Sayula F-Tobas está expuesto entre los Km 173 + 700 m a 172 + 700 m de la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos, en las coordenadas X=297 030.6169-Y=198 5618.9311 (UTM) equivalente a las coordenadas geográficas 95°05'W/ 17° 57'N (Fig. 3-8). Se trata de una secuencia de 415 m de extensión, ligeramente afectada por fallamiento, caracterizada por una alternancia de capas de toba, margas, limolita y arena (Fig. 3-18). Hacia la parte basal se encuentran capas delgadas de toba blanca, formando cuerpos de 80, 90 y hasta 130 cm de espesor (Fig. 3-19). Las capas de limolita son escasas, en tanto que hacia la cima predomina la arenisca en tonos grisáceos.

La microfauna encontrada en las capas de margas permite asignar la secuencia al Mioceno temprano.

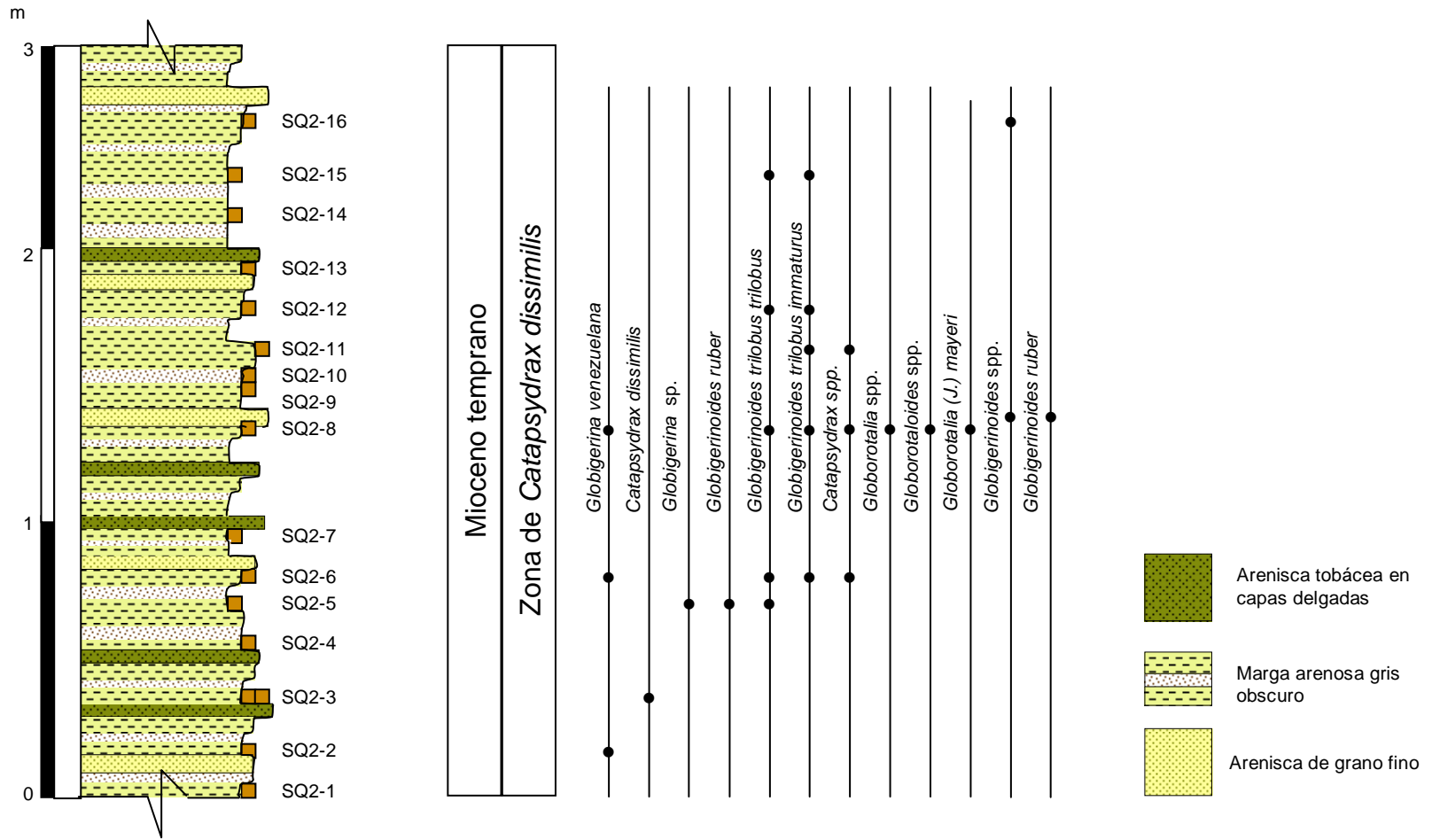


Fig. 3-17 Columna estratigráfica esquemática de la Sección Magnet-2 y distribución de foraminíferos planctónicos.



Fig. 3-18 Exposición parcial del Afloramiento Sayula F-Tobas en el Km 173 + 700 m de la Autopista La Tinaja-Coatzacoalcos. Esta sucesión de estratos se caracteriza por presentar una alternancia de capas de toba blanca, margas en tonos oscuros, escasa limolita y arena en tono verdoso. Las capas de toba alcanzan espesores de 80, 90 y hasta 130 cm.



8

Fig. 3-19 Secuencia alternante de capas de toba y marga del Afloramiento Sayula F-Tobas en el Km 173 + 700 de la Autopista La Tinaja-Coatzacoalcos. (A) Toba de color blanco, laminada, dura formando un cuerpo de más de 90 cm de espesor; escala= 2m. (B) Capas de marga silicificada que infrayacen a capas de toba de 1.30 m de espesor.

Sección estratigráfica Magnet-3

La Sección estratigráfica Magnet-3 se midió en el tramo de la autopista dentro de las coordenadas X=492 957.1207-Y=197 9041.5581 y X=494 722.4600-Y=197 9041.0057 (UTM), entre el Km 186 a 188, equivalente a las coordenadas geográficas 94°56'W/17°54'N y 94°57'W/17°54'N (Fig. 3-8). Comprende una sucesión sedimentaria monótona de marga con intercalaciones de arenisca tobácea y toba (Fig. 3-20).

La base de la sección, con una muy marcada horizontalidad, se caracteriza por presentar capas de marga crema y gris con intercalaciones de arenisca tobácea de tonos blanquecinos. Las capas de marga tienen espesores de 20 a 40 cm formando paquetes de hasta 2 m, en tanto que los horizontes de arenisca tobácea llegan a medir sólo entre 10 y 12 cm. Hacia la parte media de la sección, las capas se inclinan 8° al N80°E, característica que se mantiene hasta la cima de la sección. Es en la parte media que los horizontes de toba se hacen más abundantes y se presentan en estratos de 40 cm hasta 1 m de espesor (Fig. 3-21A). La cima de la sección exhibe una capa superior y otra inferior de 40 cm de espesor de marga café, en tono rojizo, entre las cuales se haya intercalado un horizonte de toba blanquecina de 20 cm (Fig. 3-21B). Estas capas son de importancia cronoestratigráfica debido a que contienen microfauna planctónica y bentónica, así como nanoplancton calcáreo que permite situarlas estratigráfica e inequívocamente en la base del Mioceno medio. La toba resultó muy alterada, motivo por el cual no fue posible fecharla por métodos isotópicos.

Petrográficamente, la arenisca tobácea de la base de la sección exhibe una composición de matriz en un 80% de lodo microcristalino de calcita, 10% de fragmentos de cuarzo, feldespatos y micas del tamaño del limo y un 10 a 20% de foraminíferos planctónicos. Las tobas de la base y parte media de la sección se observan alteradas, con una mineralogía formada por 10% de plagioclasa y 70% de vidrio. La toba de la cima de la sección exhibe una textura piroclástica

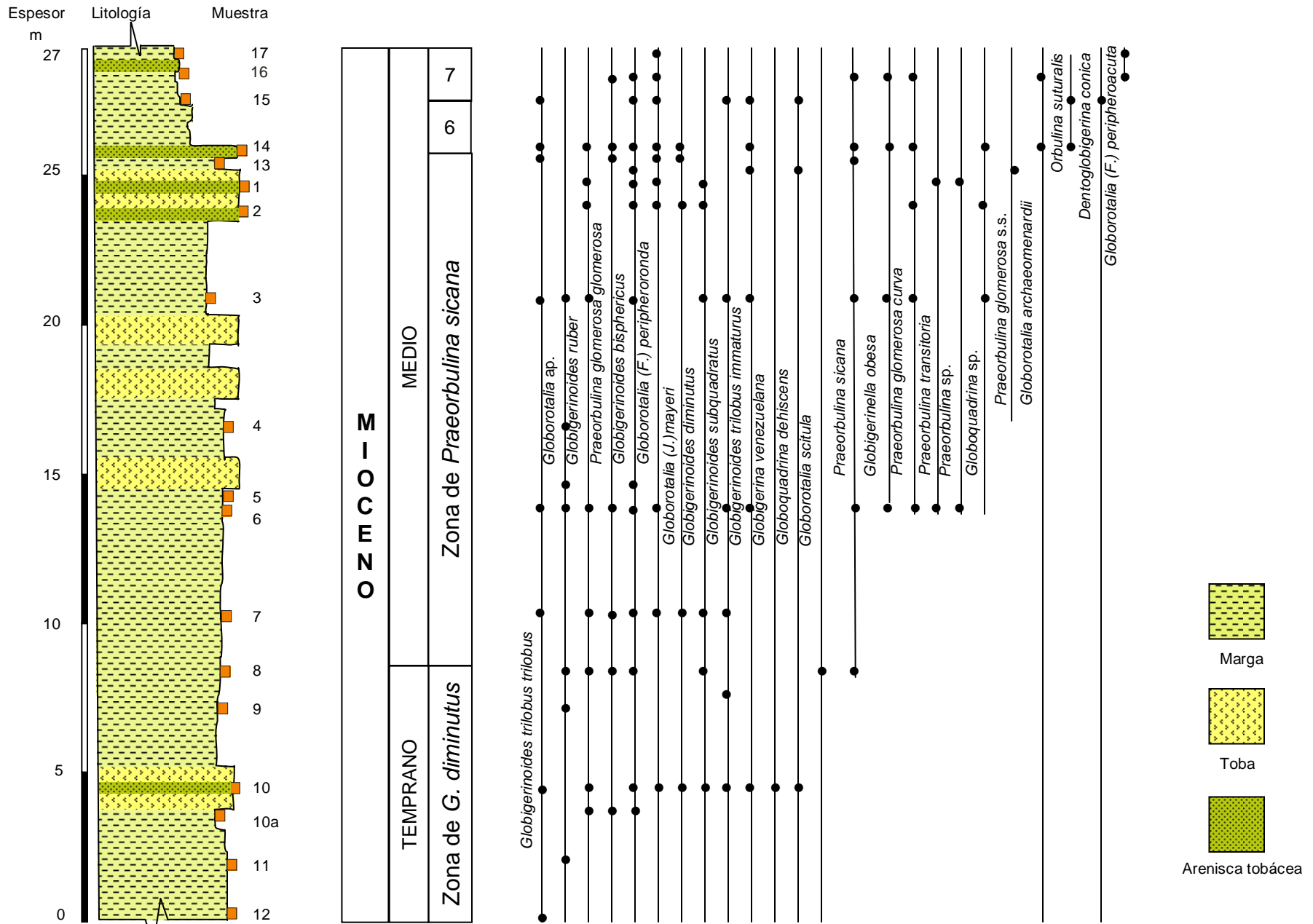




Fig. 3-21 Afloramientos de la Sección Magnet-3, en el área de Sayula, Ver. (A) Intercalación de capas de margas crema y gris y arenisca tobácea blanquecina. (B) Detalle de horizontes de toba blanca intercalados en la secuencia terrígena.

clara y están formadas por 50% de vidrio, 20% de feldespato, 10% de cuarzo y 10% de biotita.

La edad de la Sección Magnet-3 se definió con base en el estudio bioestratigráfico de foraminíferos planctónicos, nanoplancton calcáreo y fechamientos magnetoestratigráficos. Los resultados indican que la Sección Magnet-3 comprende el límite Mioceno temprano-Mioceno medio.

Sección estratigráfica Michapan

La Sección Michapan se midió a lo largo de la brecha La Cerquilla-Vistahermosa que conduce a la Ranchería Michapan, en las coordenadas X=1986 020-Y=278 869 (UTM) (Fig. 3-8). Comprende una secuencia de capas de margas en tonos verdosos y amarillentos, arena y arenisca gris claro, conglomerados finos y toba vítrea (Fig. 3-22). Las capas de margas están arregladas en capas muy delgadas de 2, 3 y hasta 5 cm, con delgadas intercalaciones de limolita y limolita arenosa. El conglomerado está bien clasificado, con fragmentos bien redondeados de 0.5 a 1 cm de cuarzo, rocas ígneas y metamórficas. La toba es de textura vitroclástica, con fragmentos de 0.5 a 2 cm (Fig. 3-23, inmersos en una matriz vítrea fina. Según los lugareños, esta capa de toba aflora varios kilómetros hacia ambos lados del camino a Michapan. En general, las capas tienen una orientación hacia al norte, con inclinaciones promedio de 28° a 30°.

Los resultados bioestratigráficos permiten asignar la Sección Michapan al Mioceno temprano.

Sección estratigráfica Sayula C-Ostreas

La sección estratigráfica Sayula C-Ostreas se midió entre los km 175-177 de la Autopista La Tinaja-Coatzacoalcos, dentro de las coordenadas X=293 479.9421-Y=198 3810.7778 y X=295 264.9610-Y=198 5637.2196 (UTM) equivalente a las coordenadas geográficas 95°03'W/17°56'N y 95°04'W/17°57'N (Fig. 3-8).

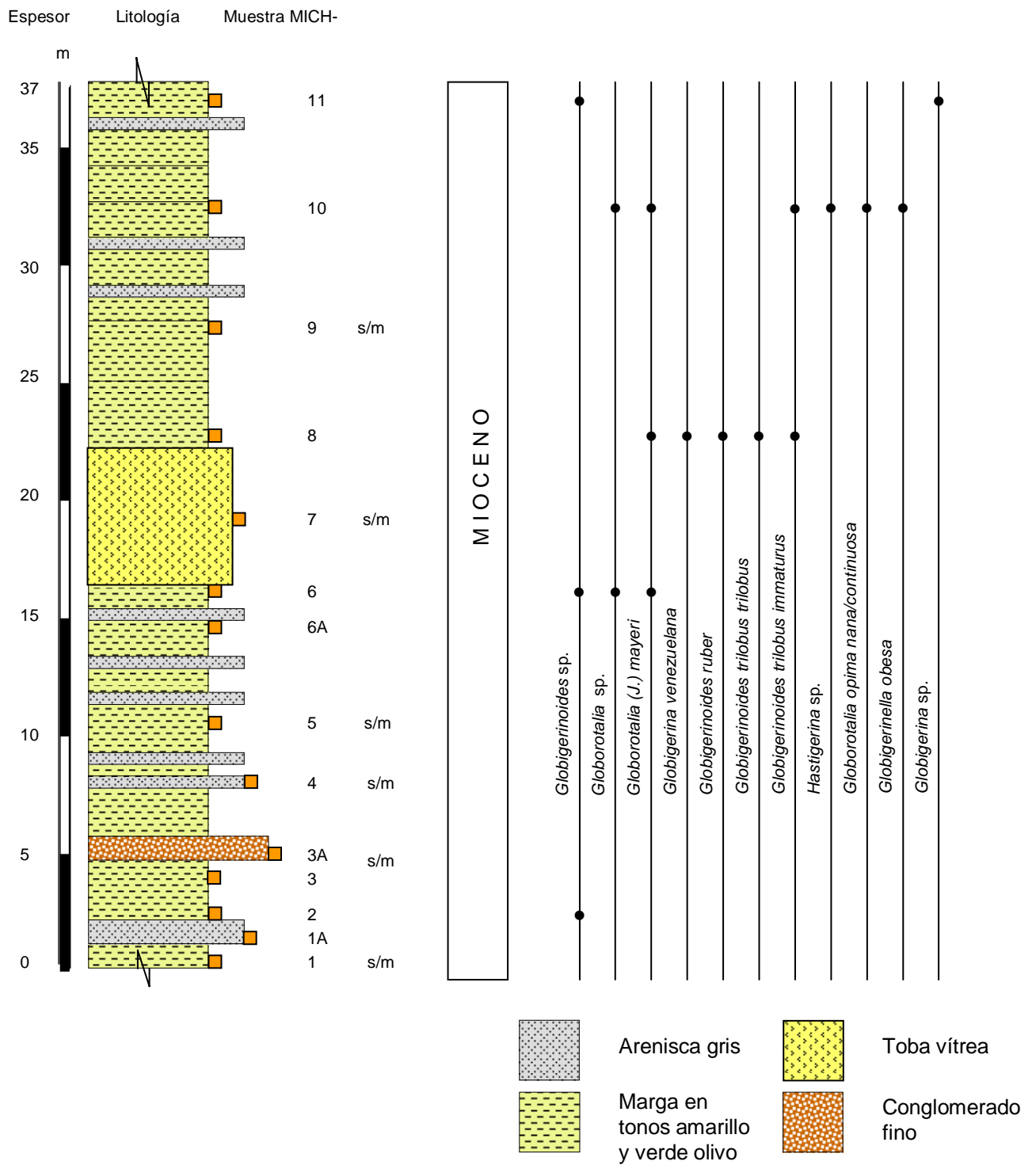


Fig. 3-22

Columna estratigráfica esquemática de la Sección Michapan y distribución de foraminíferos planctónicos. s/m = sin microfauna.



Fig. 3-23 Fotografías de la Sección Michapan. Comprende capas de margas, arena y arenisca, conglomerado fino bien clasificado (A) y toba de textura vitroclástica (B), con fragmentos de 2 a 5 cm. La capa de toba (C) aflora varios kilómetros hacia ambos lados del camino.

Comprende un espesor de 550 m, donde se aprecia una secuencia heterogénea de arenisca, marga arenosa y caliza (Fig. 3-24). La base de la sección no se encuentra muy bien expuesta, ya que existen tramos cubiertos. Sin embargo, llegan a observarse principalmente cuerpos masivos de 1 a 2 m de espesor de arenisca rica en cuarzo, de tonos rojizos, donde se intercalan horizontes margosos en tonos amarillentos de 30 a 40 cm de espesor. Las capas se inclinan 14° a 16° al $S29^{\circ}E$. Existe un tramo de casi 400 m que se encuentra cubierto y que corresponde al Arroyo Chapoapan. Los últimos 50 m de la sección corresponden a una litología diversa que comprende primeramente arenisca café, blanco y amarillo ocre con intercalaciones de capas de marga arenosa de 1 m de espesor y capas de 5, 10 y 15 cm de caliza compacta (Fig. 3-25A-D). Las capas de arenisca son de grano fino y contienen abundantes conchas de tono claro. Se presenta después un potente espesor de marga arenosa, en tonos blanquecino y amarillento, arreglado en capas de 10 a 15 cm de espesor, con abundantes fragmentos fósiles observables megascópicamente. Las capas buzan 10° al $S66^{\circ}E$. Estas capas están en contacto con un grainstone que forma un banco de arenisca gruesa gris con abundantes fragmentos de pelecípodos y otros macrofósiles (Fig. 3-25E), con intercalaciones delgadas de arenisca blanquecina, bien compactada y con abundantes restos de macrofósiles y fragmentos de limolita gris verdoso. Hacia la cima de la sección, la litología predominante es arenisca calcárea, en tonos claros, en capas medianas desde 10, 15, 20, 30 y hasta 50 cm. La cima se caracteriza por la notable presencia de un banco de caliza con ostreas y otros pelecípodos, con intercalaciones de conglomerado calcáreo matriz soportado con pedacería de conchas (Fig. 3-25F) y abundantes fragmentos de cuarzo y roca metamórfica. Las capas de caliza presentan estratificación, inclinándose 11° a 19° al $S51^{\circ}-53^{\circ}$. El espesor del biostroma es de 30 m y tiene un color gris oscuro a negro. El contacto entre la marga y la caliza no es abrupto, ni se observa discordante, probablemente es gradual.

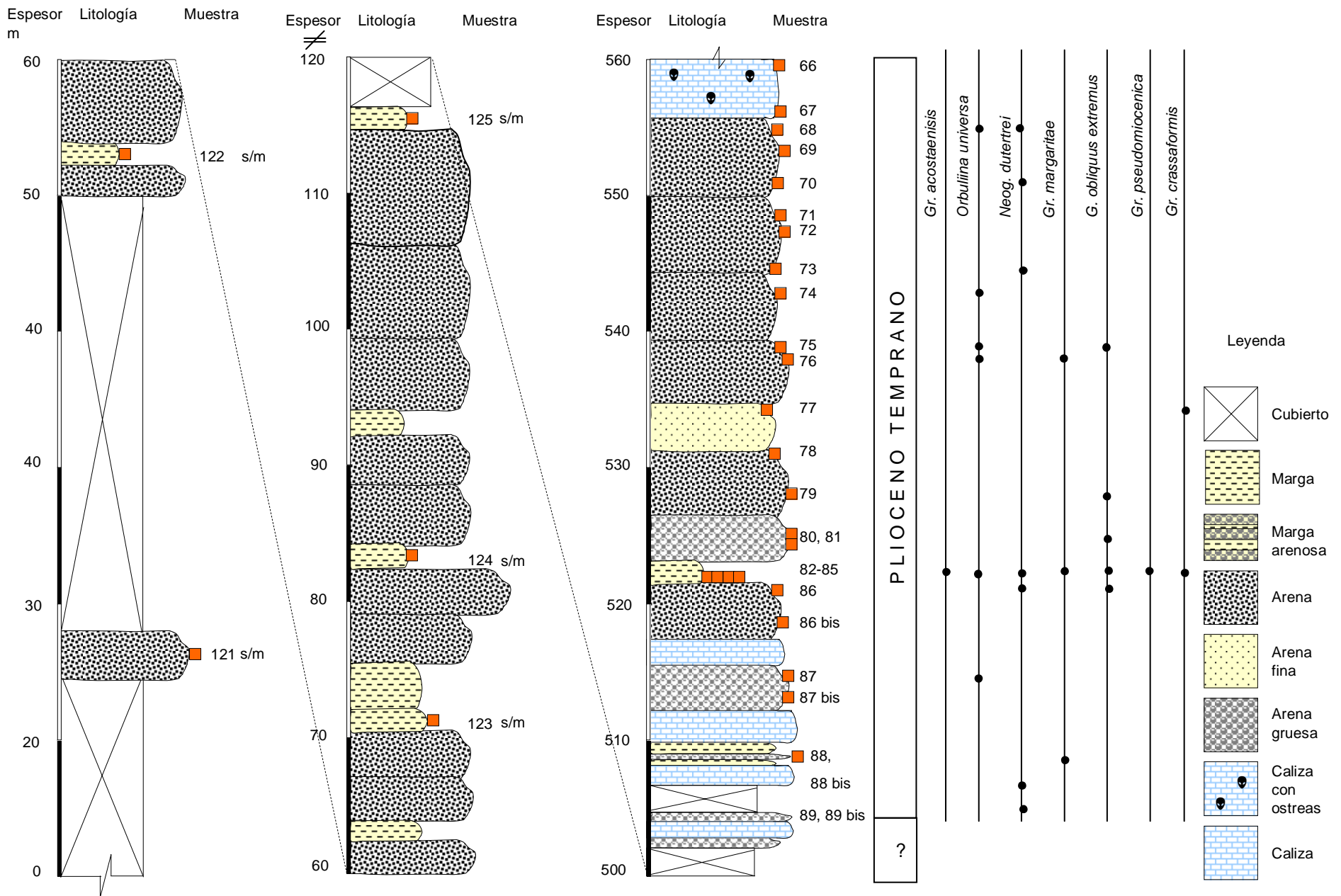


Fig. 3-24

Columna estratigráfica de la Sección Sayula C-Ostreas, expuesta entre los Km 176-177 de la Autopista La Tinaja-Coatzacoalcos. s/m= sin microfauna. La distribución de los foraminíferos planctónicos pertenece a las muestras de la columna derecha.

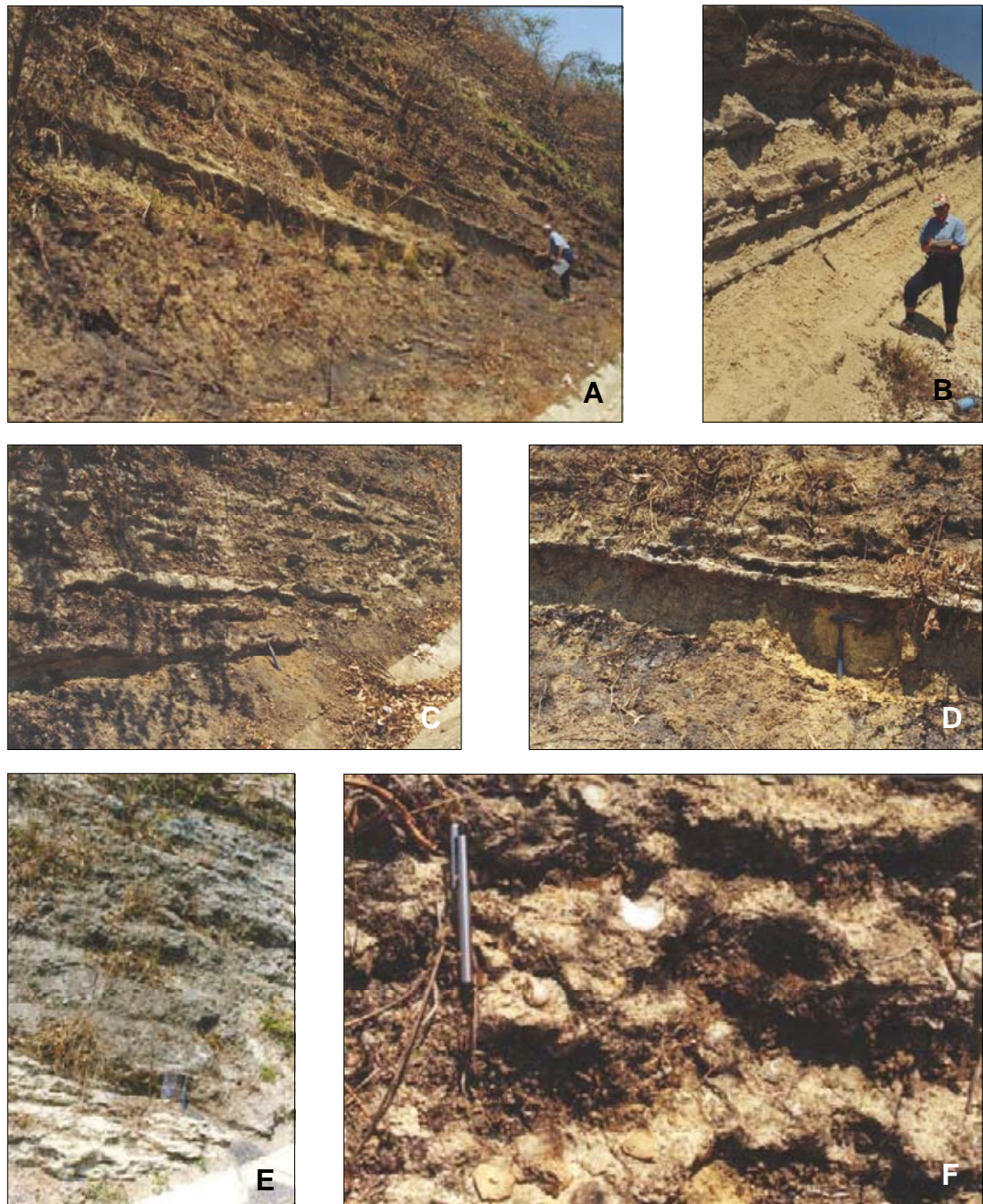


Fig. 3-25 Afloramientos y detalles de la parte alta de la Sección Sayula C-Ostrea del Plioceno en el área de Sayula, Ver. (A) y (B) Intercalación de capas de arena café, blanca y amarillo ocre con capas de margas arenosa de 1 m de espesor. (C) y (D) Capas de caliza intercaladas con capas de margas. (E) Capas de margas arenosa de tonos blanquecinos en contacto con un banco de arena gruesa, de color gris oscuro, con abundantes fragmentos de pelecípodos. (F) Fragmentos de pelecípodos.

Las capas de margas de la base de la Sección Sayula C-Ostreas no contienen microfauna, por lo que no fue posible asignarles una edad. Sin embargo, los resultados de estudios magnetoestratigráficos realizados en esta sección permiten situarla en el Mioceno temprano. Las muestras de la cima de la sección contienen una abundante y bien conservada microfauna planctónica que permite situarlas en el Plioceno temprano.

4 CRONOESTRATIGRAFÍA

Introducción

La definición cronoestratigráfica de la sucesión sedimentaria del Oligoceno-Mioceno del borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo se basa en un análisis biocronológico derivado del estudio sistemático de los foraminíferos planctónicos de las secciones estratigráficas aflorantes en las áreas de San Miguel y Sayula. Criterios importantes para el reconocimiento de unidades cronoestratigráficas incluyen la presencia y continuidad de especies índice características, primeras y últimas apariciones en sentido estratigráfico y abundancia relativa de las mismas.

El Oligoceno

El Oligoceno comprende dos subdivisiones informales, conocidas como el Rupeliano (Oligoceno temprano) y el Chatiano (Oligoceno tardío). El límite Oligoceno temprano-tardío se correlaciona con el límite de las subzonas “a” y “b” de la Zona P21, equivalente a la extinción de los chiloguembelínidos en la parte media del Cron C10n, con una edad estimada de 28.5 Ma (Berggren *et al.*, 1995).

De acuerdo a Berggren *et al.* (1995), la cronología zonal del Oligoceno está definida con base en los eventos evolutivos de *Turborotalia cerroazulensis* (UA a 33.8 ma), *Pseudohastigerina* spp. (UA a 32.0 ma), *Turborotalia ampliapertura* (UA a 30.3 ma), *Globigerina angulisuturalis* (PA a 29.4 ma), *Chiloguembelina cubensis* (UA a 28.5 ma), *Paragloborotalia opima* s.s. (UA a 27.1 ma) y *Globorotalia kugleri* (PA a 23.8 ma). En este intervalo quedan comprendidas 5 biozonas, definidas con base en dichos eventos (Fig. 4-1).

UA= Última aparición
PA= Primera aparición

Zona	Tiempo en Ma	Duración en Ma	Bioeventos
	-23.8-		⊥ <i>Globorotalia kugleri</i>
P 22		3.3	
	-27.1-		⊥ <i>Paragloborotalia opima opima</i>
P 21	b	2.3	1.4
	a		
	-28.5-		⊥ <i>Chiloguembelina cubensis</i>
	-29.4-		⊥ <i>Globigerina angulisuturalis</i>
P 20		0.9	
	-30.3		⊥ <i>Turborotalia ampliapertura</i>
P 19		1.7	
	-32.0-		⊥ <i>Pseudohastigerina</i> spp.
P 18		1.8	
	-33.8-		⊥ <i>Turborotalia cerroazulensis</i>

⊥	Primera aparición
⊥	Ultima aparición

Fig. 4-1 Cronología de zonas de foraminíferos planctónicos del Oligoceno de acuerdo a Berggren *et al.*, 1995.

Tomando como base dichos eventos evolutivos y las asociaciones microfaunísticas del intervalo estudiado, los estratos correspondientes al Oligoceno temprano se reconocieron en las secciones La Colonia, Zanja Seca, San Miguel y Playa Ganado.

En la Sección La Colonia, la coexistencia de *Turborotalia ampliapertura* y de *Subbotina gortanii* indicaría la presencia de las zonas 18 y 19 de Berggren *et al.*, 1995. En este caso, la ausencia de especies de *Pseudohastigerina* spp. y de *G. tapuriensis*, que se extinguen en la cima de la Zona P18, permitiría restringir el intervalo estudiado a la Zona P19 de *T. ampliapertura* del Oligoceno temprano, con una edad estimada de 32.0-30.3 Ma.

En la Sección Zanja Seca se encontraron ejemplares bien conservados de *Paragloborotalia opima opima*, *P. o. nana*, *Subbotina gortanii*, *G. venezuelana* y *G. euapertura*. Los alcances estratigráficos de algunas de estas especies son relativamente amplios; sin embargo, la coexistencia de *P. opima opima* -que comprende las zonas P20/P21 de Berggren *et al.* (1995)- con *S. gortanii* -que se extingue en la cima de P20- puede restringir las muestras de la Sección Zanja Seca a la Zona P20 de *Globigerina sellii* del Oligoceno temprano, con una edad estimada de 30.3-29.4 Ma (Berggren *et al.*, 1995).

La microfauna de la parte inferior de la Sección San Miguel es muy escasa y se encuentra mal conservada; básicamente se reportan fragmentos de los foraminíferos bentónicos *Discorbinella cushmani* y *Cibicidoides* sp. Sin embargo, los foraminíferos planctónicos se tornan más abundantes hacia la parte media y cima de la sección. Se reporta una asociación que contiene *P. opima opima*, *Globigerina ciperoensis*, *D. yeguaensis*, *Catapsydrax unicavus*, *G. sellii* y *G. tripartita*. La presencia de *P. opima opima* indicaría las zonas P20/P21 de Berggren *et al.*, 1995, pero su coexistencia con *D. yeguaensis*, que no llega a la Zona P21, permite restringir las muestras estudiadas a la Zona P20 del Oligoceno temprano.

La microfauna planctónica de la Sección Playa Ganado es escasa, con excepción de algunos intervalos donde se encontraron principalmente ejemplares de *Catapsydrax unicavus*, *C. dissimilis*, *G. sellii* y *Paragloborotalia opima nana*, así como algunas formas del grupo *tripartita*. Esta asociación microfaunística es muy típica de la Zona P20 de Berggren *et al.* (1995) del Oligoceno temprano, por lo que se considera que las muestras de la Sección Playa Ganado se pueden asignar a dicha zona.

Hasta el momento, la presencia del Oligoceno tardío en las Cuencas del Sureste de México ha sido cuestionada (Chirinos, 1976; Viñas, 1979; Quezada *et al.*, 1981; Caballero y López, 1990). Se considera que la ausencia de rocas de esta edad representa una importante discordancia, debida posiblemente a la estructuración de los alineamientos anticlinales SE-NW de la Sierra de Chiapas, las Cuencas del Sureste y la Sonda de Campeche (Quezada, *en preparación*). Otros autores sugieren que el problema del reconocimiento de sedimentos del Oligoceno tardío en la región se debe a la ausencia de foraminíferos planctónicos índice; con el estudio del nanoplancton calcáreo se han reconocido estratos del Oligoceno tardío en la localidad de Nicapa, en la Sierra de Chiapas (Sánchez Rios *et al.*, 1991, 1992). En el presente reporte, el Oligoceno tardío se considera ausente, no sólo por la ausencia de foraminíferos planctónicos de esta edad, sino por la reiterada presencia de una asociación típica del Oligoceno temprano.

El límite Oligoceno-Mioceno

El límite Oligoceno-Mioceno ha sido correlacionado tradicionalmente con la primera aparición del género *Globigerinoides*, taxón con una amplia distribución geográfica en latitudes bajas (Cita, 1968; Blow, 1969; Bolli y Saunders, 1985). Algunos autores discrepan de este punto de vista, aludiendo que la primera aparición del género se registra ya durante el Oligoceno (Stainforth y Lamb, 1981). Debido a que en la práctica cotidiana es útil seguir el criterio de la aparición del género para marcar el límite Oligoceno-Mioceno, se mantiene en este trabajo.

Actualmente, el límite Oligoceno-Mioceno se sitúa en 23.8 Ma, correlacionable con el límite del Cron C6Cn.2n/r (Berggren *et al.*, 1995). En este trabajo se reportó el límite Oligoceno-Mioceno en la Sección Zanja Seca, en la localidad de San Miguel y con base en la asociación de foraminíferos planctónicos reportada se infiere que los sedimentos del Mioceno temprano en la Sección Zanja Seca yacen discordantemente sobre aquéllos del Oligoceno temprano, señalando la presencia de una discordancia.

El Mioceno

La calibración de los alcances de los foraminíferos planctónicos con edades radiométricas obtenidas de material volcánico intercalado en secuencias volcanosedimentarias ha dado lugar recientemente a una bien marcada definición del Mioceno, cuyas tres subdivisiones comprenden un intervalo de 18.5 Ma. Su límite inferior está determinado en 23.8 Ma, correlacionable con la base del Cron C6Cn2n, mientras que el límite superior se asigna a 5.3 Ma equivalente a la parte alta del Cron C3r (Berggren *et al.*, 1995).

Los sedimentos del Mioceno en la Cuenca Salina del Istmo están bien representados y han sido caracterizados con foraminíferos planctónicos, principalmente. En las secciones Sayula E-Diques, Puente Vistahermosa, Magnet-1, Flanco W Anticlinal San Juan Evangelista, Magnet-2, Sayula F-Toba, Magnet-3, y Michapan aquí estudiadas se reportan intervalos importantes asignables al Mioceno temprano y parte del Mioceno medio, equivalentes a las zonas M1 a M7 comprendidas en el intervalo 23.8 a 12.7 Ma (Fig. 4-2) de Berggren *et al.* (1995). Así mismo, algunos de estos intervalos se calibran con edades obtenidas por medio de análisis magnetoestratigráficos y fechamientos isotópicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Torres (com. personal) obtuvo edades absolutas de 12.0 y 14.0 Ma para conchas de *Globorotalia fohsi* s.s. (= *Globorotalia (Fohsella)*) en muestras de subsuelo, con relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.708 842 y 0.708 811 (Howarth y McArthur, 1997).

En la Sección Sayula E-Diques se estudió una asociación con *Globigerinoides primordius* y *G. trilobus immaturus*. De acuerdo a Bolli y Saunders (1985), el corto

Zona		Tiempo en Ma	Duración en Ma		Bioeventos
M8		-12.7-	0.2		┌ <i>Globorotalia fohsi</i> s.s.
M7			2.1		
M6		-14.8-	0.3		┌ <i>Orbulina suturalis</i>
M5	b	-15.1-	1.3	1.0	
	a	-16.1-		0.3	
M4	b	-16.4-	0.9	0.3	┌ <i>Globorotalia birnageae</i>
	a	-16.7-		0.6	
M3		-17.3-	1.5		┐ <i>Catapsydrax dissimilis</i>
M2		-18.8-	2.7		┌ <i>Globigerinatella insueta</i>
M1	b	-21.5-	2.3	1.7	
	a	-23.2-		0.6	┐ <i>Gr. kugleri</i>
		-23.8-			

┌	Primera aparición
┐	Última aparición

Fig. 4-2 Cronología de zonas de foraminíferos planctónicos del Mioceno temprano-medio de acuerdo a Berggren *et al.*, 1995.

alcance de *G. primordius* da inicio en la base del Mioceno temprano, comprendiendo únicamente la zona M1 y probablemente la base de M2 (Berggren *et al.*, 1995).

En las secciones Puente Vistahermosa, Magnet-1, Magnet-2 y Flanco W del Anticlinal San Juan Evangelista se detectó una asociación que comprende *C. dissimilis*, *C. stainforthi* y *G. altiapertura*, principalmente. El alcance de *G. altiapertura* comprende las zonas M2 y M3 de Berggren *et al.* (1995); sin embargo, la ausencia de *Dentoglobigerina altispira*, cuyo primer evento evolutivo se da en la base de la Zona M3, así como las características micropaleontológicas observadas, permiten restringir los intervalos estudiados en dichas secciones a la Zona M2, con una edad aproximada de 21.5-18.8 Ma.

En la Sección Puente Vistahermosa se detecta la Zona M3 de Berggren *et al.* (1995) gracias a la presencia de *Catapsydrax stainforthi*, *C. dissimilis* y *D. altispira*. Los últimos bioeventos evolutivos de las primeras dos especies en la cima de la Zona M3 y su coexistencia con *D. altispira* en la base de la misma permiten su asignación a dicha zona, con una edad absoluta aproximada equivalente a 18.8-17.3 Ma.

En la Sección Magnet-3 se registra un intervalo con la presencia de *Globigerinoides diminutus* y *Globigerinoides bisphericus*, con la notable ausencia de *Catapsydrax dissimilis*. Esta asociación es equivalente a la Zona M4 de Berggren *et al.* (1995), con una edad absoluta comprendida entre 17.3 y 16.4 Ma.

Un conjunto microfaunístico caracterizado por la presencia de *Praeorbulina sicana*, *P. glomerosa curva*, *P. g. glomerosa*, la ausencia de ejemplares de *Catapsydrax stainforthi* y la abundante presencia de *Globigerinoides diminutus* se registró en la Sección Magnet-3. Dicha asociación corresponde a la Zona M5 Berggren *et al.* (1995), equivalente a una edad absoluta de 16.4-15.1 Ma.

Hacia la cima de la Sección Magnet-3 se registró un conjunto formado por *Globorotalia (F.) peripheroronda*, *G. (J.) mayeri*, *G. obesa*, *Orbulina suturalis* y algunos ejemplares de *Dentoglobigerina*. Dicho conjunto es asignable a la Zona M6 de Berggren *et al.* (1995), equivalente a una edad absoluta de 15.1-14.8 Ma.

En la misma Sección Magnet-3 se encontró una asociación microfaunística caracterizada por *Globorotalia (F.) peripheroacuta*, ejemplares del grupo *trilobus*, *Globorotalia (J.) mayeri* y escasos ejemplares de *G. (F.) peripheroronda*. Se asigna a la Zona M7 de Berggren *et al.* (1995), con una edad absoluta de 14.8-12.7 Ma.

El límite Mioceno-Plioceno

Se calcula que el límite Mioceno-Plioceno se sitúa en 5.2 Ma, correlacionable con la base del Cron C3n4n, dentro de la Zona PL1 de Berggren *et al.*, 1995.

El intervalo entre parte del Mioceno medio y el Plioceno temprano se considera ausente en el borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo (Kohl, 1985; Rosales, este trabajo). Contreras y Castellón (1960) señalan la presencia de una discordancia angular en esta parte de la cuenca, por lo que sugieren que el área se encontraba emergida.

El límite Mioceno-Plioceno se reconoce en este trabajo en la Sección Sayula C-Ostreas, donde se infiere que está comprendido en un intervalo infrayacente caracterizado por la presencia de marga y arena y uno suprayacente que contiene un banco de caliza con ostreas, gasterópodos y escasos foraminíferos planctónicos del Plioceno temprano.

Una relación estratigráfica similar de los horizontes del Mioceno-Plioceno es reportada por Quezada (1978) para las localidades de Medias Aguas y Río La Soledad, ambas del sur de Veracruz. De acuerdo a Meneses (1991), dicha relación es una evidencia de discontinuidad en la sedimentación debida a efectos

tectónicos, muy marcados en la llamada Fosa de Ixtapa, en el estado de Chiapas y en las cuencas de Comalcalco, Macuspana y la continuidad de éstas hacia el mar.

El Plioceno temprano

Desde el punto de vista cronoestratigráfico, el Plioceno se inicia en 5.3 Ma. Sin embargo, ha resultado problemática su correlación con la escala bioestratigráfica. La zonación del Plioceno propuesta por Berggren (1973, 1977a, 1977b) es principalmente útil en la región del Océano Atlántico, por lo que no es del todo aplicable en zonas tropicales y subtropicales. Algunas de estas zonas fueron redefinidas por Berggren *et al.* (1995) quienes sugieren estudiar las posibilidades de un esquema zonal alternativo que refleje el provincialismo de taxa de aguas templadas.

En las secciones aquí estudiadas, el Plioceno temprano se registró en la Sección Sayula C-Ostreas y es asignado a la Zona PI2 con base en la presencia de *Globorotalia (H.) margaritae* y otros foraminíferos planctónicos característicos de la zona.

En resumen, las secciones superficiales estudiadas en las regiones de San Miguel y Sayula, en el sur del estado de Veracruz, contienen horizontes asignables al Oligoceno temprano, Mioceno temprano, Mioceno medio y Plioceno temprano. Estas edades se asignaron con base al reconocimiento micropaleontológico de fósiles índice, utilizados generalmente en las zonificaciones de latitudes bajas, así como con los resultados de análisis magnetoestratigráficos y fechamientos isotópicos realizados en este estudio. Regionalmente se comprueba la identificación de hiatus importantes entre el Oligoceno temprano-Mioceno temprano y Mioceno medio-Plioceno temprano.

5 BIOESTRATIGRAFIA

Generalidades

Los foraminíferos planctónicos son una herramienta fundamental en los estudios bioestratigráficos debido principalmente a su abundancia, amplia distribución geográfica y rápida evolución. Su uso para subdividir los sedimentos cenozoicos de ambientes marinos tropicales y subtropicales se inició en la década de los 40's (Cushman y Stainforth, 1945), siendo posteriormente aplicado con gran éxito en el fechamiento de sedimentos con importancia petrolera. De este modo, los trabajos clásicos de Subbotina (1953), Bolli (1957a), Morozova (1960) y Blow (1969) sientan las bases para que los foraminíferos planctónicos se utilicen como excelentes fósiles índice.

En la década de los 50, los límites de las unidades terciarias del Sureste de México se marcaban solamente por cambios evidentes en los conjuntos microfaunísticos de foraminíferos bentónicos. Es a partir de los 70, cuando se da a conocer en México el trabajo de Bolli (1966) donde se corroboraba la utilidad de los foraminíferos planctónicos en la industria petrolera de Venezuela; así, la información proporcionada por los foraminíferos bentónicos se usa desde entonces principalmente para determinar los ambientes sedimentarios. Los trabajos de Bolli (1957a, 1966), Blow (1979), Bolli y Saunders (1985) y Berggren *et al.* (1995) son considerados la base de las zonificaciones de foraminíferos planctónicos aplicadas en nuestro territorio (González, 1994; Salazar, 2001).

La zonificación de Blow (1979) tiene poca resolución en lo que respecta al Oligoceno, de tal modo que no es una zonificación fácil de aplicar en los sedimentos aquí estudiados. Para el Mioceno, puede considerarse una combinación de los criterios subsecuentemente utilizados por Bolli y Saunders (1985) y Berggren *et al.* (1995). Más que sus límites zonales, las características señaladas por Blow (1979) para la asociación microfaunística de cada una de sus

zonas son muy atinadas, de tal modo que pueden utilizarse para el fácil reconocimiento de éstas.

La zonificación de Bolli y Saunders (1985) es práctica en el sentido que las zonas que la conforman se definieron para una región tropical, cuya microfauna representativa puede compararse con la encontrada en localidades mexicanas. El intervalo Oligoceno-Mioceno comprende 19 zonas, definidas con base en bioeventos evolutivos: zonas de alcance concurrente, zonas de intervalo, zonas de rango de taxón y zonas de linaje (Fig. 5-1). Algunos de los microfósiles índice utilizados en esta zonación están ausentes o son escasos en las sucesiones sedimentarias cenozoicas de México. Por ejemplo, *Globorotalia kugleri* y *Globigerinatella insueta* son dos especies índice importantes cuyas primeras apariciones en sentido estratigráfico definen la parte alta del Oligoceno tardío y la parte media del Mioceno temprano, respectivamente. Sin embargo, en los sedimentos terciarios estudiados *G. kugleri* es escasa o está ausente, mientras que *G. insueta* no ha sido reportada hasta ahora (González, 1994; Rosales *et al.*, 2002, este trabajo). Un inconveniente adicional del esquema zonal de Bolli y Saunders (1985) es que adolece de una calibración con las más recientes escalas radiométricas, por lo que no tiene correlación con edades absolutas.

Para el Oligoceno-Mioceno, la zonificación de Berggren *et al.* (1995) incluye 19 zonas, definidas por las primeras apariciones o extinciones de 24 especies índice (Fig. 5-2). Se han incluido en ella datos magnetoestratigráficos, radioisotópicos y su correlación con zonificaciones basadas en otros grupos fósiles de utilidad bioestratigráfica, como el nanoplancton calcáreo. Por todo ello, se considera una zonificación más completa y con mayores aplicaciones desde el punto de vista cronoestratigráfico. Presenta algunos inconvenientes al tratar de aplicarla en los estudios de las sucesiones sedimentarias de México; p. ej., las primeras apariciones de *G. kugleri*, *G. insueta* y *Globorotalia (F.) birnageae* constituyen también eventos determinativos para la definición de zonas en el Mioceno temprano, con la misma problemática de su escasez o ausencia en México.

Edad radiom.	Edad	Zonas y subzonas de foraminíferos planctónicos	Bioeventos y Marcadores	
1.9	PLIOCENO	<i>Globorotalia tosaensis tosaensis</i>	UA <i>Globorotalia miocenica</i>	
2.4		<i>Globorotalia exilis</i>	UA <i>Globigerinoides trilobus fistulosus</i>	
3.2		Gr. miocenica	<i>Gloigerinoides trilobus fistulosus</i>	UA <i>Globorotalia margaritae evoluta</i>
		Gr. margaritae	<i>Globorotalia margaritae evoluta</i>	PA <i>Globorotalia margaritae evoluta</i>
5.1	<i>Globorotalia margaritae margaritae</i>		PA <i>Globorotalia margaritae margaritae</i>	
	MIOCENO	<i>Globorotalia humerosa</i>	PA <i>Globorotalia humerosa</i>	
		<i>Globorotalia acostaensis</i>	PA <i>Globorotalia acostaensis</i>	
11.3		<i>Globorotalia menardii</i>	UA <i>Globorotalia mayeri</i>	
		<i>Globorotalia mayeri</i>	UA <i>Globigerinoides ruber</i>	
		<i>Globigerinoides ruber</i>	UA <i>Globorotalia fohsi robusta</i>	
		<i>Globorotalia fohsi robusta</i>	PA <i>Globorotalia fohsi robusta</i>	
		<i>Globorotalia fohsi lobata</i>	PA <i>Globorotalia fohsi lobata</i>	
		<i>Globorotalia fohsi fohsi</i>	PA <i>Globorotalia fohsi fohsi</i>	
14.4		<i>Globorotalia fohsi peripheroronda</i>	UA <i>Globigerinatella insueta</i>	
		<i>Praeorbulina glomerosa</i>	PA <i>Praeorbulina glomerosa</i>	
		<i>Globigerinatella insueta</i>	UA <i>Catapsydrax dissimilis</i>	
		<i>Catapsydrax stainforthi</i>	PA <i>Globigerinatella insueta</i>	
		<i>Catapsydrax dissimilis</i>	UA <i>Globorotalia kugleri</i>	
	<i>Globigerinoides primordius</i>	PA <i>Globigerinoides primordius</i>		
24.6	OLIGOCENO	<i>Globorotalia kugleri</i>	PA <i>Globorotalia kugleri</i>	
25.5		<i>Globigerina ciperensis ciperensis</i>	UA <i>Globorotalia opima opima</i>	
29		<i>Globorotalia opima opima</i>	PA <i>Globorotalia opima opima</i>	
33		<i>Globigerina ampliapertura</i>	UA <i>Pseudohastigerina micra</i>	
38		<i>Cassigerinella chipolensis/ Pseudohastigerina micra</i>	UA <i>Globorotalia cerroazulensis</i>	

Fig. 5-1

Cronología de eventos faunísticos de foraminíferos planctónicos del Oligoceno-Plioceno de acuerdo a Bolli y Saunders, 1985.

	Zona	Tiempo en Ma	Duración en Ma		Bioeventos	
MIOCENO	M8	-12.7-	0.2	⊥	<i>Globorotalia fohsi</i> s.s.	
	M7	-14.8-	2.1	⊥	<i>Globorotalia peripheroacuta</i>	
	M6	-15.1-	0.3	⊥	<i>Orbulina suturalis</i>	
	M5	b	-16.1-	1.0	⊥	<i>Praeorbulina glomerosa</i> s.s.
		a	-16.4-	0.3		
	M4	b	-16.7-	0.3	⊥	<i>Praeorbulina sicana</i>
		a	-17.3-	0.6		
	M3	-17.3-	1.5	⊥	<i>Catapsydrax dissimilis</i>	
	M2	-18.8-	2.7	⊥	<i>Globigerinatella insueta</i>	
	M1	b	-21.5-	1.7	⊥	<i>Globoquadrina dehiscens</i>
a		-23.2-	0.6			
OLIGOCENO	P 22	-23.8-	3.3	⊥		
	P 21	b	-27.1-	1.4	⊥	<i>Paragloborotalia opima</i> s.s.
		a	-28.5-	0.9	⊥	<i>Chiloguembelina cubensis</i>
	P 20	-29.4-	0.9	⊥	<i>Globigerina angulisuturalis</i>	
	P 19	-30.3-	1.7	⊥	<i>Turborotalia ampliapertura</i>	
	P 18	-32.0-	1.8	⊥	<i>Pseudohastigerina</i> spp.	
		-33.8-		⊥	<i>Turborotalia cerroazulensis</i>	

Fig. 5-2

Cronología de zonas de foraminíferos planctónicos del Oligoceno-Mioceno de acuerdo a Berggren *et al.*, 1995.

⊥	Primera aparición
⊥	Última aparición

A pesar de esos pequeños inconvenientes, la aplicación de los esquemas zonales de Bolli y Saunders (1985) y Berggren *et al.* (1995) en los estudios bioestratigráficos ha probado ser una herramienta útil para el establecimiento de la cronoestratigrafía de las cuencas sedimentarias con interés petrolero en México. Sin embargo, en ocasiones esta utilidad ha conducido a que los conceptos que las sustentan se apliquen indiscriminadamente, sin tomar en cuenta factores regionales o locales que inciden en la composición de las asociaciones microfaunísticas de una región dada. Ello puede derivar en interpretaciones erróneas o bien conducir a la falta de un adecuado establecimiento del marco cronoestratigráfico.

La mayoría de los estudios bioestratigráficos en el Sureste de México se han realizado con muestras de canal, lo que ha impedido conocer con precisión la distribución estratigráfica de los foraminíferos planctónicos. El carácter estándar de las zonificaciones previamente establecidas en otras partes del mundo no es del todo aplicable al estudiar el contenido microfaunístico de muestras de secciones superficiales de México, en especial los foraminíferos planctónicos y el nanoplancton calcáreo (González, 1994; Sánchez *et al.*, 1991, 1992; Rosales *et al.*, 2002, este trabajo).

Resultados bioestratigráficos

El análisis micropaleontológico y bioestratigráfico de los foraminíferos planctónicos de las secciones superficiales del borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo permite reconocer asociaciones microfaunísticas y bioeventos definidos en zonificaciones estándar, por lo que pueden ser asignadas a los esquemas zonales de Bolli y Saunders (1985) y Berggren *et al.* (1995). Los resultados obtenidos en este trabajo permiten sugerir algunas diferencias con estas zonificaciones estándar, mismas que se detallan más adelante. A continuación se presentan los resultados bioestratigráficos obtenidos.

Oligoceno

Los resultados del análisis microfaunístico y bioestratigráfico de las secciones del área de San Miguel registran la presencia de ejemplares de *Globigerina tripartita*, *G. sellii*, *T. ampliapertura*, *S. gortanii* y *Paragloborotalia opima* s.l., principalmente, en coexistencia con taxa de un mayor alcance estratigráfico, tales como *Catapsydrax dissimilis*, *C. unicavus* y *Globigerina venezolana*. Con base en dicho contenido microfaunístico pudieron diferenciarse 2 asociaciones diferentes del Oligoceno: una asociación caracterizada por *T. ampliapertura*, *G. pseudoampliapertura* y *S. gortanii* y otra que contiene *Paragloborotalia opima opima*, *P. o. nana* y *S. gortanii*.

La asociación con *Turborotalia ampliapertura*, *G. pseudoampliapertura* y *S. gortanii* se reconoció en la Sección La Colonia (ver Fig. 3-2). El conjunto microfaunístico contiene también ejemplares del grupo *ciperoensis*, *Catapsydrax unicavus* y bien conservados representantes del grupo *tripartita*; no se encontraron ejemplares de *Pseudohastigerina* spp. ni *Globigerina tapuriensis*. Por todas esas características microfaunísticas, la asociación de la Sección La Colonia puede asignarse a la Zona P19 de Berggren *et al.* (1995), equivalente a la Zona de *Globigerina ampliapertura* de Bolli y Saunders (1985). La exposición de la Sección La Colonia impide delimitar la Zona P19; sin embargo, la zona pudo ser reconocida gracias a la asociación mencionada.

La asociación caracterizada por *S. gortanii*, *Paragloborotalia opima opima* y *P. o. nana* se encontró en las secciones Zanja Seca y San Miguel (ver figs. 3-3 y 3-5). El conjunto microfaunístico contiene también ejemplares de *Globigerina venezolana*, *G. tripartita*, *G. sellii* y *C. unicavus*, entre otros. No se observaron ejemplares de *Turborotalia ampliapertura*. La asociación se asigna a la Zona P20 de Berggren *et al.* (1995), cuya base es definida con la extinción de *Turborotalia ampliapertura* y la cima con la primera aparición de *Globigerina angulisuturalis*. La zona es equivalente a la Zona de *Globorotalia opima opima* de Bolli y Saunders (1985), quienes la definen con el alcance total de la subespecie. La exposición de

las secciones Zanja Seca y San Miguel no permite detectar los límites zonales; sin embargo, la asociación microfaunística de *S. gortanii*, *P. opima opima* y *P. o. nana* permite asignarla a la zona mencionada.

Mioceno

Los resultados del estudio micropaleontológico y bioestratigráfico permiten detectar también las secciones superficiales estudiadas una sucesión de foraminíferos planctónicos característica del Mioceno.

Los foraminíferos planctónicos de la Sección Sayula E-Diques (ver Fig. 3-9) están recristalizados, aplastados y deformados de tal modo que muchos de ellos sólo pudieron clasificarse a nivel genérico. Sin embargo, se lograron detectar principalmente ejemplares de *Globigerinoides primordius*, *G. ruber*, *Catapsydrax dissimilis*, *C. stainforthi*, *Dentoglobigerina* sp. y *Globoquadrina dehiscens*, entre otros, asignándose a las zonas M1 y M2 de Berggren *et al.* (1995).

En las secciones estratigráficas Puente Vistahermosa, Magnet-1 y Flanco W del Anticlinal San Juan Evangelista (ver figs. 3-12, 3-15 y 3-16, respectivamente) se registra un conjunto microfaunístico caracterizado generalmente por la presencia de *Catapsydrax dissimilis*, *C. stainforthi*, *Globoquadrina dehiscens* y *G. obesa*. Esta asociación comprende la Zona de *Catapsydrax dissimilis* de Bolli y Saunders (1985), equivalente a la Zona M2 de Berggren *et al.* (1995). El intervalo comprende de la última aparición de *Globorotalia kugleri* a la primera aparición de *Globigerinatella insueta*. Esta definición no puede ser aplicada en las secciones aquí estudiadas debido a que ninguno de estos taxa ha sido reportado. Sin embargo, cabe mencionar que la asociación microfaunística es típica de esta zona, especialmente la continua presencia del taxón nominal. Probablemente en la Sección Sayula E-Diques (ver Fig. 3-9) también se presente una pequeña parte de este intervalo bioestratigráfico.

En la sección estratigráfica Puente Vistahermosa (ver fig. 3-12) se registra una asociación que se caracteriza por la presencia de *Catapsydrax stainforthi*, *Dentoglobigerina altispira* y *Catapsydrax dissimilis*, entre otros. Esta última especie parece desaparecer en la parte superior de la sección, después que *Globigerinoides altiapertura*. Hay abundante *Globigerinoides trilobus trilobus* y se registra hacia la cima de la sección por primera vez la aparición de *G. (F.) peripheroronda*. Dichas características corresponden a la parte alta de la Zona de *Catapsydrax stainforthi* de Bolli y Saunders (1985), equivalente a la Zona M3 de Berggren *et al.* (1995), definida en su base por la primera aparición de *Globigerinatella insueta* y en su cima por la extinción de *Catapsydrax dissimilis*. La base de la zona no puede ser detectada en este trabajo debido a la ausencia de *G. insueta*, en tanto que su cima puede ser inferida. Los resultados bioestratigráficos aquí obtenidos indican que la primera aparición de *Dentoglobigerina altispira* podría sustituir a la de *G. insueta* para marcar la base de la Zona de *Catapsydrax stainforthi*.

En las secciones Magnet-3 (Fig. 3-20) y en el Afloramiento Sayula F-Tobas existe un intervalo que contiene ejemplares de *Globigerinoides diminutus* y *Globigerinoides bisphericus*, cuya característica principal es la ausencia de *Catapsydrax dissimilis*. Se registra la presencia de *Globoquadrina dehiscens* y *Globigerina venezuelana*, mientras que *Globigerinoides trilobus trilobus* es un elemento abundante. Es probable que en este intervalo se registre la primera aparición de *Globigerinoides bisphericus* y *Praeorbulina glomerosa glomerosa*. De acuerdo a esta composición microfaunística, dicha asociación corresponde a la Zona de *Globigerinatella insueta* de Bolli y Saunders (1985), equivalente a la Zona M4 de Berggren *et al.* (1995). La base de la zona es definida en ambos trabajos por la extinción de *Catapsydrax dissimilis*, mientras que para marcar la cima se utiliza la primera aparición de *P. glomerosa* (Bolli y Saunders, 1985) o aquella de *P. sicana* (Berggren *et al.*, 1995). En la Sección Magnet-3 (Fig. 3-20) se registra primero la aparición de *P. g. glomerosa* y después la de *P. sicana*, dentro de un intervalo sumamente corto, aproximadamente de 4m.

Los resultados del análisis bioestratigráfico de la Sección Magnet-3 (Fig. 3-20) señalan también la presencia de un conjunto microfaunístico caracterizado por la primera aparición de *Praeorbulina sicana*, ejemplares de *P. glomerosa curva*, *P. g. glomerosa*, la ausencia de ejemplares de *Catapsydrax stainforthi* y el abundante registro de *Globigerinoides diminutus*. De acuerdo a dichas características microfaunísticas, la asociación puede corresponder a la Zona de *P. glomerosa* de Bolli y Saunders (1985), la cual abarca de la primera aparición de *P. glomerosa* a la extinción de *G. insueta*. Equivale a la Zona M5 de Berggren *et al.* (1995), definida en su base por la primera aparición de *Praeorbulina sicana* y en la cima por la primera aparición de *Orbulina suturalis*. El grupo *glomerosa* constituye una línea con una evolución gradual con transiciones morfológicas relativamente rápidas que van de *Praeorbulina* a *Orbulina*, cuyo reconocimiento permite una muy alta resolución, aunque dicho reconocimiento es difícil de aplicar cuando no existe una excelente preservación de los organismos (Berggren *et al.*, 1995). En este trabajo, el esquema zonal de Berggren *et al.* (1995) se ajusta a los resultados del análisis bioestratigráfico obtenido de las muestras de la Sección Magnet-3. Cabe mencionar que la aparición en esta sección de *Orbulina suturalis*, que marca la cima de la zona, es coincidente con la extinción de *Praeorbulina sicana*. Esta característica tan evidente señalada con anterioridad por Bolli y Saunders (1985) se hace notar para ser tomada en cuenta en futuros trabajos bioestratigráficos. En cuanto a la definición de la cima de la zona de acuerdo al criterio de estos autores, se reitera la observación de que *Globigerinatella insueta* no es parte del componente microfaunístico estudiado, por lo que la cima de la zona no puede ser reconocida con base en dicho criterio.

Por encima del intervalo descrito con anterioridad para la Sección Magnet-3 se registra un conjunto microfaunístico caracterizado por la presencia de *Globorotalia (F.) peripheroronda* y la primera aparición de *Orbulina suturalis*. Dicha asociación permite asignar la parte alta de la Sección Magnet-3 a la Zona de *Globorotalia fohsi peripheroronda* de Bolli y Saunders (1985), equivalente a la Zona M6 de Berggren *et al.* (1995). La base de la zona es definida por Bolli y Saunders (1985)

con la extinción de *Globigerinatella insueta*, criterio que no puede ser aplicado en este trabajo por las razones ya citadas con anterioridad referentes a la ausencia de este marcador zonal. Por el contrario, la primera aparición de *Orbulina suturalis* registra la base de la zona en el sentido de Berggren *et al.* (1995).

En la Sección Magnet-3 (Fig. 3-20) se manifiesta también un conjunto microfaunístico caracterizado principalmente por la primera aparición y presencia de *Globorotalia (F.) peripheroacuta* y ya muy escasos ejemplares de *G. (F.) peripheroronda*. De acuerdo a Berggren *et al.* (1995), la primera aparición de *G. (F.) peripheroacuta* señala la base de la zona homónima M7, equivalente a la mayor parte de la Zona de *G. fohsi fohsi* de Bolli y Saunders (1985). Bolli y Saunders (1985) utilizan la primera aparición de *G. fohsi fohsi* (= *Globorotalia (Fohsella)*) para marcar la base de la zona. En este sentido, debido a que en el presente trabajo se registra claramente la primera aparición de *Globorotalia (F.) peripheroacuta* se adopta este criterio para marcar la base de la zona, en el mismo sentido utilizado por Berggren *et al.* (1995). Cabe mencionar que aun cuando Bolli y Saunders (1985) manifiestan que a este nivel ya está extinguido *Globigerinoides bisphericus*, se registraron algunos especímenes que corresponden aún a dicho taxón.

La Fig. 5-3 ilustra un resumen de la cronología de las zonas de foraminíferos planctónicos de las secciones estudiadas en las áreas de San Miguel y Sayula, en el borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo. El intervalo registrado comprende las zonas P19 y P20 del Oligoceno, así como las zonas M1 a M7 del Mioceno temprano-medio, de acuerdo al esquema zonal de Berggren *et al.*, 1995.

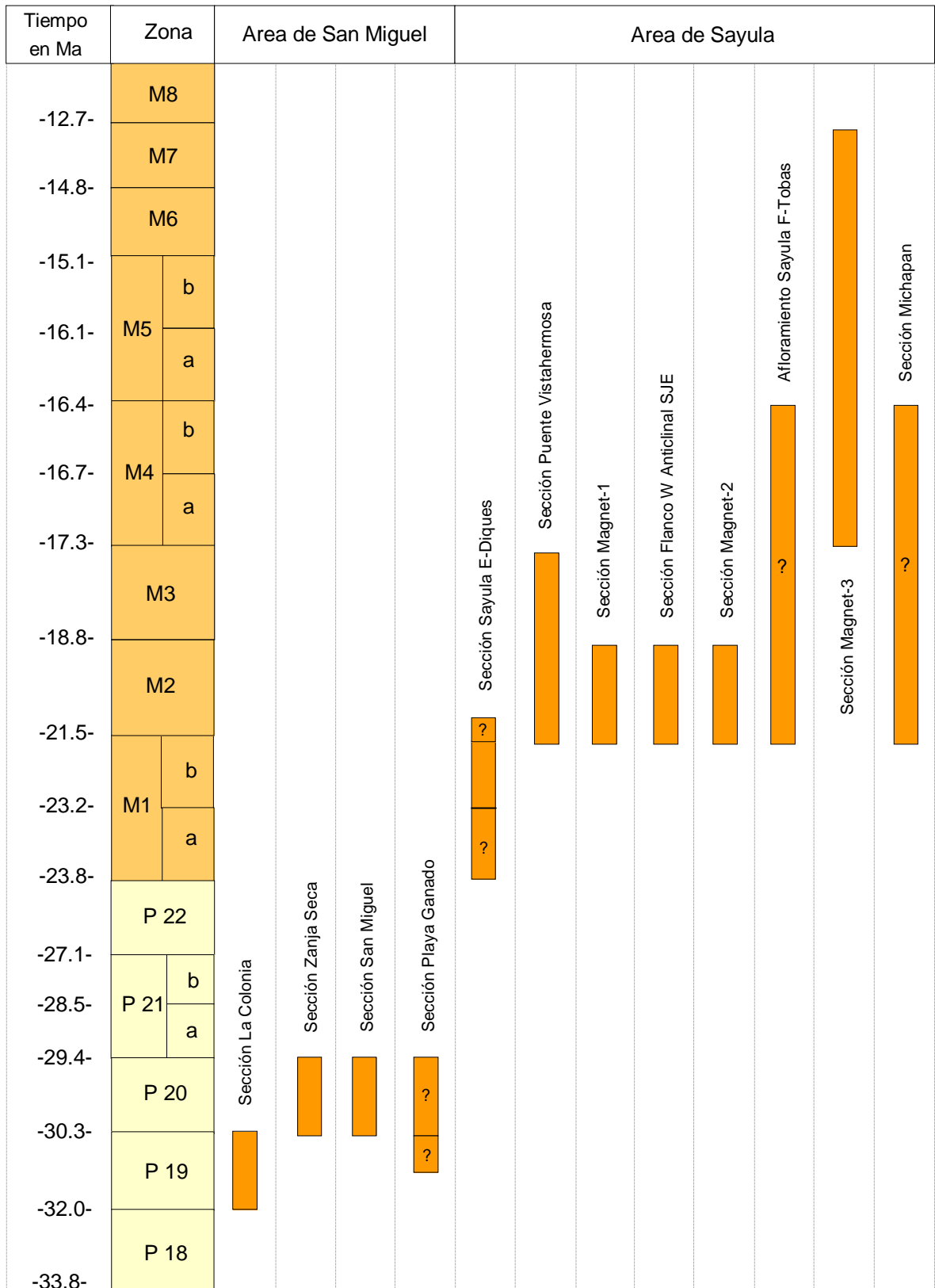


Fig. 5-3 Distribución de zonas de foraminíferos planctónicos del Oligoceno-Mioceno de las áreas de San Miguel y Sayula. Escala según Berggren *et al.*, 1995.

Zonificación de foraminíferos planctónicos del área estudiada

El análisis micropaleontológico y bioestratigráfico de las secciones superficiales aquí estudiadas permitió asignar las asociaciones microfaunísticas observadas, en la mayoría de los casos, a la zonación estándar de Berggren *et al.*, 1995 (Fig. 5-2). Sin embargo, los resultados también sugieren algunas diferencias en cuanto a la composición microfaunística y límites zonales. Con base en ello se propone una zonación (Fig. 5-4) para el borde occidental de la Cuenca Salina del istmo, misma que se detalla a continuación.

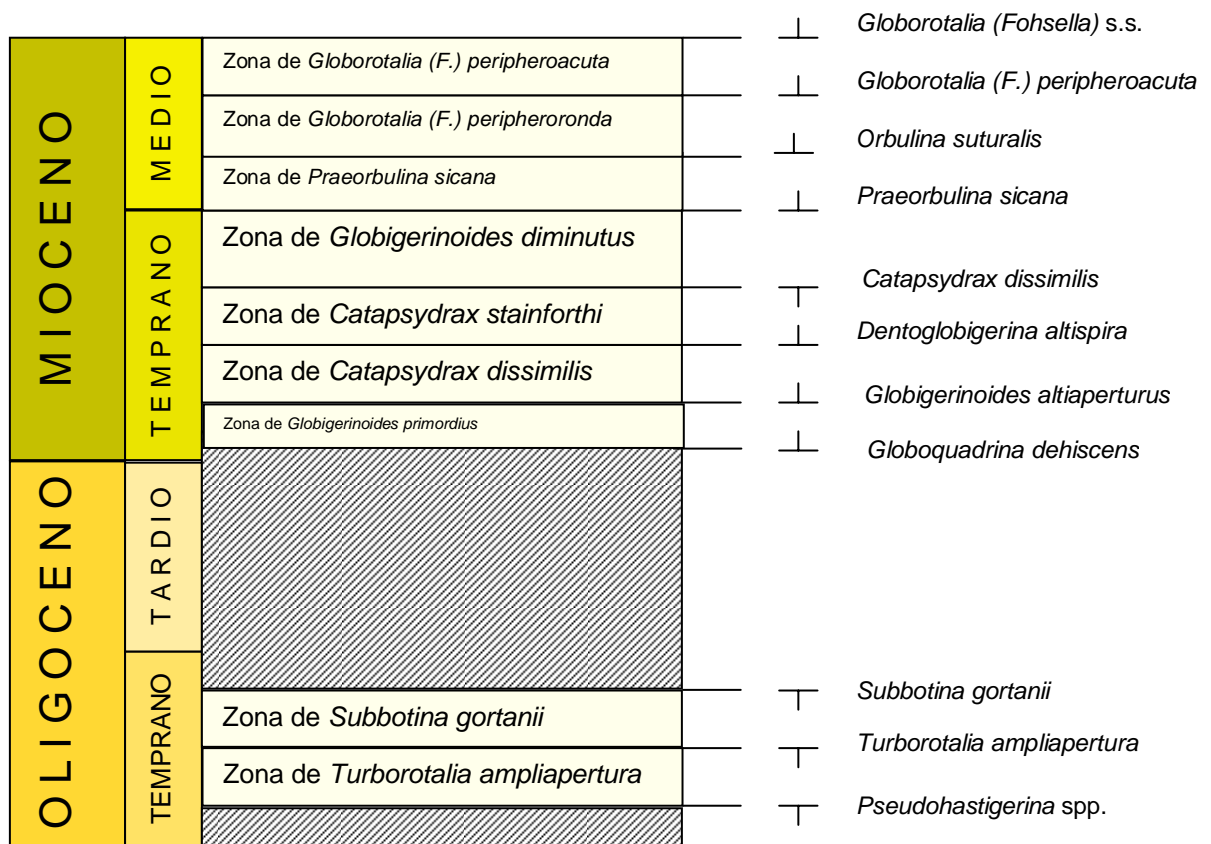


Fig. 5-4 Zonas de foraminíferos planctónicos del Oligoceno-Mioceno del borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo, en el Sureste de México.

Zona de Intervalo de “*Turborotalia*” *ampliapertura* (P19 de Berggren y Miller, 1988). Equivalente a la Zona de *Globigerina ampliapertura* de Bolli (1957) redefinida por Bolli (1966a); Zona P20 de Blow (1969) y P19 de Berggren *et al.* (1995).

Definición.- Intervalo bioestratigráfico comprendido entre la extinción de las especies de *Pseudohastigerina* en la base y la extinción de “*Turborotalia*” *ampliapertura* en la cima (Berggren *et al.*, 1995).

Edad.- Oligoceno temprano tardío

Características.- Esta zona comprende la parte más superior del alcance estratigráfico conocido para “*Turborotalia*” *ampliapertura*, especie cuya extinción marca la cima de la zona. La ausencia de *Pseudohastigerina* spp., que se extingue en la base de la zona, es también un indicativo adicional de la presencia de la Zona de “*T.*” *ampliapertura*. Especies acompañantes son *D. yeguaensis*, *S. gortanii* y *G. sellii*, provenientes de la zona anterior y que continúan a la siguiente, así como *G. ciperensis* que hace su primera aparición en la base de la zona o cerca de ella.

Discusión.- “*T.*” *ampliapertura* es un taxón ampliamente utilizado para el reconocimiento de rocas oligocénicas. En los trabajos de Bolli (1957), Blow (1979), Bolli y Saunders (1985) y Berggren *et al.* (1995) se pone de manifiesto la gran utilidad de “*T.*” *ampliapertura* en estudios de índole bioestratigráfica, por lo que dichos autores han tomado el nombre del taxón para nombrar la zona. En este trabajo se reconoce la utilidad del taxón nominal, puesta de manifiesto por estos autores.

La definición de los límites zonales varía de acuerdo a los criterios de Bolli y Saunders (1985) y Berggren *et al.* (1995); la base de la zona es definida con la extinción de *Pseudohastigerina micra* y la de todas las especies de

Pseudohastigerina, respectivamente. Bolli y Saunders (1985) marcan la cima de la zona por la primera aparición de *P. opima opima*, mientras que Berggren *et al.* (1995) utilizan la extinción de "*T.*" *ampliapertura*.

Con respecto a la definición de la cima zonal dada por Bolli y Saunders (1985) con la primera aparición de *P. opima opima* se considera conveniente recordar que éste es un fósil índice utilizado frecuentemente para denotar edades de Oligoceno "medio" (Bolli y Saunders, 1985) y Oligoceno tardío (Berggren *et al.*, 1995); sin embargo, tiene inconveniencias de utilizarlo de manera irrestricta. El problema principal radica, especialmente, en las primeras formas del taxón, las cuales son muy semejantes a las formas de *Paragloborotalia opima nana* y que, en ocasiones, llegan a ser indistinguibles debido a su gran parecido morfológico. Observaciones similares son señaladas por González (1994) para secuencias estudiadas en el Sur de México, donde formas de *Paragloborotalia opima* s.l. no pueden ser asignadas confiablemente a ninguna de las dos subespecies. Estas observaciones son aplicables a los resultados aquí obtenidos.

En este trabajo se reconoce la Zona de *Turborotalia ampliapertura* en la Sección la Colonia (Fig. 3-2), con base en la presencia del taxón nominal, acompañado de *Globigerina pseudoampliapertura* y *S. gortanii*, entre otros.

Zona de Intervalo de *Subbotina gortanii* (aquí definida). Equivalente a las zonas P20 y P21a de Berggren y Miller, 1988; *Globorotalia opima opima* de Bolli (1957); P21 de Blow, 1979.

Definición.- Zona de intervalo bioestratigráfico comprendido entre la extinción de *Turborotalia ampliapertura* en la base y la extinción de *Subbotina gortanii* en la cima.

Edad.- Oligoceno temprano tardío.

Características.- El intervalo se caracteriza por la presencia constante de *Subbotina gortanii* y las primeras formas asignables a *Paragloborotalia opima opima*. *G. sellii*, *G. venezuelana*, *G. euapertura*, *G. tripartita*, *Catapsydrax dissimilis*, *C. unicavus* y *P. opima nana* son formas muy características de la zona.

Discusión.- *Subbotina gortanii* es una forma muy típica que se consideraba se extinguía conjuntamente con *Pseudohastigerina* spp. (Blow y Banner, 1966). Sin embargo, Blow (1979) atinadamente hace notar que *S. gortanii* sobrepasa dicho horizonte para extinguirse posteriormente. Este mismo autor, señala que *S. gortanii* es una forma poco común en algunas regiones del mundo pero que debe ser tomada en cuenta en lugares donde se le pueda reconocer fácilmente. Este es el caso de las secciones aquí estudiadas y de otras cercanas al área de estudio (González, 1994), por lo que se considera una forma de gran utilidad; debido a ello, se usa para nombrar la zona.

La Zona de *S. gortanii* aquí definida equivale a la Zona de *Globorotalia opima opima* de Bolli (1957), quien utiliza el alcance total del taxón nominal para definir su base y cima. Como ya se mencionó anteriormente, el evento de la primera aparición de *P. opima opima* es de carácter errático, en algunas ocasiones dependiente de factores ecológicos al considerarse una forma de facies profundas (Blow, 1979).

Es pertinente mencionar que existe un pequeño intervalo en la cima de la Zona de *G. ampliapertura* reconocido en Trinidad y denominado informalmente Zona de *Globigerina* cf. *venezuelana* (Bolli y Saunders, 1985); se caracteriza por la presencia abundante de este último taxón y por la escasez de formas representativas del Oligoceno. Se considera que este intervalo bien podría corresponder a la Zona de *G. gortanii* aquí definida y puede ser equivalente a la Zona P20 de *Globigerina sellii* y a la subzona 21a de *G. angulisuturalis-Chiloguembelina cubensis* de Berggren y Miller, 1988. En el presente trabajo, el esquema zonal de Berggren *et al.* (1995) presenta problemas de aplicación en las

secuencias oligocénicas del Sur de México. Por un lado, representa un intervalo muy amplio en el que su límite superior está dado por la extinción de *Ch. cubensis*, taxón hasta ahora no reconocido en sedimentos mexicanos. Por otro, no se registró la presencia de algún otro indicador bioestratigráfico (ver Fig. 5-2).

La zona comprende un intervalo amplio en donde se suceden pocos bioeventos de foraminíferos planctónicos. De acuerdo a Berggren *et al.* (1995), la primera aparición de *Globigerina angulisuturalis* es uno de los eventos sobresalientes, mas este taxón no fue reportado en este trabajo.

La base de la Zona de *Subbotina gortanii* se marca con el criterio adoptado del esquema zonal de Berggren *et al.* (1995) para su zona P20, en tanto que la cima que se marca con la extinción de *Subbotina gortanii* se registra en la parte media de la Sección Zanja Seca (Fig. 3-3) y en la parte alta de la Sección San Miguel (ver Fig. 3-5).

Por todo lo anteriormente expuesto, se considera que la Zona de *Subbotina gortanii* puede ser un intervalo fácilmente distinguible por la presencia del taxón nominal, el reconocimiento de las primeras formas claramente atribuibles a *P. opima opima*, así como por la ausencia de *T. ampliapertura*, principalmente.

Zona de Intervalo de *Globigerinoides primordius* (aquí definida). Equivalente a la Zona M1 b de Berggren *et al.*, 1983; parte de la Zona de *Globigerinoides primordius* de Blow, 1969 enmendada por Bolli y Saunders, 1985.

Definición.- Intervalo bioestratigráfico comprendido entre la primera aparición de *Globoquadrina dehiscens* en la base y la primera aparición de *Globigerinoides altiapertura* en la cima.

Edad.- Mioceno temprano.

Características.- El intervalo se caracteriza por la presencia de *Globigerinoides primordius*, acompañado de ejemplares del grupo *trilobus*, además de *Catapsydrax* spp. y *Globoquadrina dehiscens*.

Discusión.- Se retoma el nombre de *Globigerinoides primordius* utilizado en el esquema zonal de Bolli & Saunders (1985) para nombrar la zona debido a que se considera práctico y útil por ser dicho taxón un índice típico del Mioceno temprano. El primer registro de *Globoquadrina dehiscens* marca la base de la zona, criterio que se adopta de Berggren *et al.* (1995). La cima de la subzona 1b en el esquema zonal de estos autores es marcado por la extinción de *Globorotalia kugleri*, taxón que no se encontró en las secciones aquí estudiadas. Se utiliza, en cambio, la primera aparición de *Globigerinoides altiaperturaus*, que se manifiesta en la Sección Sayula E-Diques (Fig. 3-9) y en la Sección Puente Vistahermosa (Fig. 3-12).

Zona de Intervalo de *Catapsydrax dissimilis* (aquí redefinida). Equivalente a la Zona M2 de Cushman y Renz, 1947 enmendada por Bolli, 1957b y a la Zona N5 de Blow 1969, 1979.

Definición.- Zona de intervalo bioestratigráfico caracterizado por la presencia de *Catapsydrax dissimilis*, comprendido entre la primera aparición de *Globigerinoides altiaperturaus* en la base y la primera aparición de *Dentoglobigerina altispira* en la cima.

Edad.- Mioceno temprano

Características.- La zona se caracteriza por la presencia constante de *Catapsydrax dissimilis*, así como de *Catapsydrax stainforthi* y *Globigerinoides ruber*.

Discusión.- Los límites inferior y superior de la Zona de *Catapsydrax dissimilis* del esquema zonal de Bolli y Saunders (1985) son marcados por la última aparición

de *Globorotalia kugleri* y la primera aparición de *Globigerinatella insueta*, respectivamente. Como se mencionó anteriormente, ninguno de los dos límites puede ser identificado en el presente trabajo, ya que no se registra la presencia de dichos marcadores. En su lugar, se propone delimitar la base de la zona con la primera aparición de *G. altiapertura*, mientras que para la cima se sugiere utilizar la primera aparición de *Dentoglobigerina altispira*.

Globigerinoides altiapertura y *Globigerinella obesa* son especies fácilmente distinguibles y muy características en el Mioceno temprano en las Cuencas del Sureste, por lo que en este trabajo se consideran representativas de la Zona de *Catapsydrax dissimilis* aquí redefinida.

En la Sección Puente Vistahermosa (Fig. 3-12) y Sección Flanco W Anticlinal Sayula (Fig. 3-16) se registran los límites de la Zona de *Catapsydrax dissimilis*, mientras que en las secciones Magnet-1 y Magnet-2 se infiere la zona por la asociación microfaunística.

Zona de Intervalo de *Catapsydrax stainforthi* (aquí redefinida). Equivalente a la Zona de *Catapsydrax stainforthi* de Bolli (1957); Zona N6 de Blow, 1969, 1979; M3 de Berggren *et al.*, 1995.

Definición.- Intervalo bioestratigráfico caracterizado por la presencia de *Catapsydrax stainforthi* y comprendido entre la primera aparición de *Dentoglobigerina altispira* en la base y la última aparición de *Catapsydrax dissimilis* en la cima.

Edad.- Mioceno temprano.

Características.- *Catapsydrax stainforthi* está presente a lo largo de la zona, junto con *Dentoglobigerina altispira* y *Catapsydrax dissimilis*, esta última extinguiéndose en la cima, poco después que *Globigerinoides altiapertura* que lo hace a la mitad

de la zona. Hay abundante *Globigerinoides trilobus trilobus*, que proviene de la zona anterior, mientras que se registran por primera vez las apariciones de *G. (F.) peripheroronda* y *G. continuaosa*.

Discusión.- La zona homónima del esquema zonal de Bolli y Saunders (1985) comprende de la primera aparición de *Globigerinatella insueta* a la última de *Catapsydrax dissimilis*, mismo criterio usado por Berggren *et al.*, 1995 para su Zona M3. Se redefine la zona en el sentido de que su base no puede ser definida con dicho criterio debido a la ausencia de *G. insueta*. Por el contrario, su cima, delimitada por la última aparición de *Catapsydrax dissimilis*, es claramente distinguible en las secciones aquí estudiadas, lo que confirma ser un bioevento distintivo que sirve como punto de correlación regional en la parte alta del Mioceno temprano (Berggren *et al.*, 1995).

La primera aparición de *Dentoglobigerina altispira* se registra en la parte media de la Sección Puente Vistaherosa (Fig. 3-12), señalando la base de la Zona de *Catapsydrax satinforthi*. Hacia la cima de la misma sección, se infiere la cima de la zona, marcada por la extinción de *Catapsydrax dissimilis*

Zona de alcance parcial de *Globigerinoides diminutus* (aquí renombrada). Equivalente a la Zona de *Globigerinatella insueta* de Cushman y Stainforth (1945) enmendada por Bolli (1957); Zona N7 de Blow, 1979; M4 de Berggren *et al.*, 1995.

Definición.- Intervalo bioestratigráfico caracterizado por la presencia del taxón nominal, definido en su base por la última aparición de *Catapsydrax dissimilis* y en su cima por la primera aparición de *Praeorbulina sicana*.

Edad.- Mioceno temprano tardío.

Características.- La zona está caracterizada por la presencia constante de *Globigerinoides diminutus* y por la notable ausencia de *Catapsydrax dissimilis*. Es

una zona con una gran diversidad de especies de *Globorotalia*, donde se distinguen fácilmente ejemplares de *G. (J.) mayeri* y *G. (F.) peripheroronda*. También se registra la presencia de *Dentoglobigerina* spp., *Globoquadrina dehiscens* y *Globigerina venezuelana*, mientras que *Globigerinoides trilobus trilobus* es un elemento abundante. Se registran por vez primera en esta zona las primeras apariciones de *Globigerinoides bisphericus* y *Praeorbulina glomerosa*.

Discusión.- La ausencia de *Catapsydrax dissimilis* y la presencia constante de *Globigerinoides diminutus* constituyen un carácter importante para el reconocimiento de la zona. Se considera que su renombramiento es una excelente alternativa que puede sustituir el uso de la Zona de *Globigerinatella insueta* sensu Bolli y Saunders (1985). *G. insueta* es un taxón hasta el momento no encontrado en las secciones aquí estudiadas, en las regiones cercanas como la Sierra de Chiapas (González, 1994), las cuencas de Macuspana y Comalcalco (Salmerón, 1986) y, en general, en las rocas miocénicas de México. Por lo tanto, se considera poco práctico utilizar el nombre de la zona si no ha habido registro del taxón nominal. Se toma el nombre de *Globigerinoides diminutus* para nombrar la zona debido a su abundancia en el intervalo estudiado.

La Zona de *Globigerinoides diminutus* aquí renombrada es equivalente a la Zona M4 de Berggren *et al.*, 1995, cuyos límites se adoptan para nombrar la zona. Estos autores dividen la zona en las subzonas “a” y “b”, con base en la primera aparición de *Globorotalia (F.) birnageae*. Esta especie está ausente en las secciones aquí estudiadas, por lo que la zona aquí renombrada no se subdivide.

La Zona de *Globigerinoides diminutus* se reportó para la Sección Magnet-3 (Fig. 3-20).

Zona de Intervalo de *Praeorbulina sicana* (aquí renombrada). Equivalente a la Zona N8 de Blow, 1959 y renombrada por Bolli 1966a; Zona de *Praeorbulina glomerosa* de Bolli y Saunders, 1985; Zona M5 de Berggren *et al.*, 1995.

Definición.- Intervalo bioestratigráfico caracterizado por la primera aparición de *Praeorbulina sicana* en la base y la primera aparición de *Orbulina suturalis* en la cima.

Edad.- Mioceno medio.

Características.- La zona se caracteriza por la aparición de *Praeorbulina sicana*, que aparece en la base y por su presencia a través de la misma; por la ausencia de ejemplares de *Catapsydrax stainforthi* que desaparecen en la cima de la zona anterior, así como por la sobresaliente y abundante presencia de *Globigerinoides diminutus* que se manifiesta en toda la zona para extinguirse cerca de la cima. Provenientes de la zona anterior, se encuentran *Praeorbulina glomerosa glomerosa*, que se extingue en la zona y *Globigerinoides bisphericus* que continúa a la siguiente.

Discusión.- La Zona de *Praeorbulina sicana* aquí renombrada equivale a la Zona de *P. glomerosa* del esquema de Bolli y Saunders (1985) que comprende de la primera aparición de *Praeorbulina glomerosa* a la extinción de *Globigerinatella insueta*. Ambos límites zonales no pueden ser aplicados a las secciones aquí estudiadas debido a que el primer registro de *P. glomerosa* se dio desde la zona anterior y *G. insulta* no fue encontrado.

La Zona M5 del esquema zonal de Berggren *et al.* (1995) abarca de la primera aparición de *Praeorbulina sicana* a la primera de *Orbulina suturalis*. En este sentido, los resultados del presente estudio concuerdan con estos mismos límites zonales. La zona se renombra debido a que es precisamente *Praeorbulina sicana* el taxón cuya primera aparición se manifiesta para marcar la base de la zona, como puede observarse en la Fig. 3-20 de la Sección Magnet-3.

Zona de Intervalo de *Globorotalia fohsi peripheroronda*. Equivalente a la Zona de *Globorotalia fohsi peripheroronda* de Bolli (1957) renombrada por Blow y Banner (1966); Bolli (1967); Zona N9 de Blow, 1969, 1979; Zona M6 de Berggren *et al.*, 1995.

Definición.- Intervalo bioestratigráfico caracterizado por la presencia de *Globorotalia (F.) peripheroronda*, definido en su base por la primera aparición de *Orbulina suturalis* y por la primera aparición en su cima de *Globorotalia (F.) peripheroacuta*.

Edad.- Mioceno medio.

Características.- La zona se caracteriza por la presencia de *Globorotalia (F.) peripheroronda* que proviene de zonas anteriores, así como por la primera aparición de *Orbulina suturalis* en la base del intervalo. La ausencia de *Praeorbulina sicana* y la presencia ya muy escasa de ejemplares de *Globigerinoides bisphericus* son también caracteres distintivos. Se registran ejemplares de *Globorotalia (J.) mayeri*, *G. obesa* y de ejemplares del género *Dentoglobigerina*. *Globigerinoides trilobus* s.l. está presente, pero disminuido en cuanto a abundancia con respecto a las zonas inmediatas anteriores.

Discusión.- Se mantiene el nombre de la zona erigida por Bolli (1957) y retenido por Bolli y Saunders (1985) y Berggren *et al.*, 1995 debido a que la línea evolutiva del grupo *fohsi* (= *Globorotalia (Fohsella)*) es claramente distinguible en las secuencias cenozoicas del Sureste de México, considerándose de gran utilidad en los estudios bioestratigráficos de exploración petrolera (González, 1994; Salmerón, 1989; Salazar, 2001). La definición de la zona se modifica porque no es posible delimitar su base en el sentido utilizado por Bolli y Saunders (1985) referente a la extinción de *Globigerinatella insueta* por las razones ya multicitadas de su ausencia en las localidades estudiadas. Se usa la primera aparición de *Orbulina suturalis* para marcar la base de la zona como lo señalan Berggren *et al.*

(1995) ya que dicho bioevento así se manifestó claramente en las secciones estudiadas. La cima de la zona es fácilmente reconocible por la primera aparición de *Globorotalia (F.) peripheroacuta*, criterio utilizado por Berggren *et al.*, 1995. Ambos límites zonales adoptados de Berggren *et al.* (1995) pueden ser claramente observados en la Sección Magnet-3 (Fig. 3-20).

Zona de Intervalo de *Globorotalia fohsi peripheroacuta*. Equivalente a la Zona de *Globorotalia fohsi fohsi* de Cushman y Stainforth (1945) enmendada por Bolli (1957); Zona M10 de Blow, 1969, 1979; Zona M7 de Berggren *et al.*, 1995.

Definición.- Zona de intervalo bioestratigráfico caracterizado por la presencia del taxón nominal, definido en su base por su primera aparición y su cima por la primera aparición de *Globorotalia (Fohsella)* sensu stricto.

Edad.- Mioceno medio.

Características.- La zona se caracteriza por la presencia de *Globorotalia (F.) peripheroacuta* que coexiste con el grupo *trilobus*, *Globorotalia (J.) mayeri* y quizá los últimos representantes de *G. (F.) peripheroronda*, principalmente.

Discusión.- Las primeras formas de *Globorotalia (F.) peripheroacuta* son claramente distinguibles en la parte alta de la Sección Magnet-3 (Fig. 3-20), por lo que bien pueden marcar la base de la zona homónima, tal y como lo señala el esquema zonal de Berggren *et al.* (1995). Debido a la exposición de las secciones no fue posible registrar la cima del intervalo, pero así mismo se adopta el criterio de estos autores para marcarla con la primera aparición de *Globorotalia fohsi* sensu stricto (= *Globorotalia (Fohsella)*).

La Tabla 5-1 presenta los alcances bioestratigráficos utilizados de los foraminíferos planctónicos índice del Oligoceno-Mioceno. Se han incluido 29 taxa que se consideran importantes desde el punto de vista bioestratigráfico, así como 5 especies aquí no reportadas pero que se detallan por considerarse de importancia en otros esquemas zonales.

La Tabla 5-2 compara los esquemas zonales de los foraminíferos planctónicos del Oligoceno-Mioceno, de acuerdo a Blow (1979), Bolli y Saunders (1985), Berggren *et al.* (1995) y Rosales-Domínguez (este trabajo).

TABLA 5-1

Alcances estratigráficos de foraminíferos planctónicos del Oligoceno-Mioceno de la Cuenca Salina del Istmo.

Especie	OLIGOCENO		MIOCENO	
	Temprano	Tardío	Temprano	Medio
<i>Globigerina tapuriensis</i> *	■			
"T". <i>ampliapertura</i>	■			
<i>Pseudohastigerina</i> sp. *	■			
<i>Dentoglob. yeguaensis</i>	■			
<i>Subbotina gortanii</i>	■			
<i>Dentoglob. sellii</i>	■	■		
<i>Gl. ciperoensis</i>	■	■		
<i>Paraglr. opima opima</i>		■		
<i>Paraglr. opima nana</i>	■	■		
<i>Gl. angulisuturalis</i> *		■		
<i>Gl. venezuelana</i>	■	■	■	■
<i>Dentogl. euapertura</i>	■	■	■	
<i>Globigerina tripartita</i>	■	■		
<i>Catapsydrax dissimilis</i>	■	■	■	
<i>Catapsydrax unicavus</i>	■	■	■	
<i>Globorotalia kugleri</i> *			■	
<i>Catapsydrax stainforthi</i>			■	
<i>Gb. altiapertura</i>			■	
<i>Globigerinella obesa</i>			■	■
<i>Dentogl. globosa</i>			■	■
<i>Gq. dehiscens</i>			■	■
<i>Gb. primordius</i>			■	
<i>Gb. trilobus trilobus</i>			■	■
<i>Gll. insueta</i> *			■	■
<i>Gr. (F.) peripheroronda</i>			■	■
<i>Gr. (F.) peripheroacuta</i>				■
<i>Globorotalia continuosa</i>			■	■
<i>Praeorbulina sicana</i>				■
<i>Orbulina suturalis</i>				■
<i>Globorotalia (J.) mayeri</i>		■	■	■
<i>Gb. bisphericus</i>			■	■
<i>Gb. diminutus</i>			■	■
<i>P. glomerosa curva</i>				■
<i>P. g. glomerosa</i>				■
Especie	Temprano	Tardío	Temprano	Medio
Edad	OLIGOCENO		MIOCENO	

Alcances tomados de Bolli y Saunders, 1985: escala de Berggren *et al.*, 1995.
 Las especies marcadas con un asterisco se utilizan sólo como referencia.

Tabla 5-2 Comparación de esquemas zonales de foraminíferos planctónicos del Oligoceno-Mioceno y su equivalencia con la zonación propuesta para las áreas de San Miguel y Sayula, en el Sureste de México.

Blow, 1979		Bölli y Saunders, 1985		Berggren <i>et al.</i> , 1995		Rosales Domínguez (este trabajo)		Medio	M I C E N O		
N14	T <i>Globorotalia siakensis</i>	<i>Globorotalia mayeri</i>	T <i>Globorotalia mayeri</i>	11.4	T <i>Neoglobobulimina mayeri</i>					Temprano	
	↓ <i>Globigerina nepenthes</i>	<i>Globigerinoides ruber</i>	T <i>Globigerinoides ruber</i>	M11 0.4	↓ <i>Globigerina nepenthes</i>						
N13		<i>Globigerinoides ruber</i>		M10 0.1							
	↓ <i>Sphaerodinellopsis s. subdehiscens</i>	<i>G. f. robusta</i>	T <i>G. fohsi robusta</i>	11.9							
N12	↓ <i>Globorotalia fohsi</i>	↓ <i>G. f. robusta</i>	↓ <i>G. fohsi robusta</i>	M9 ^b / _a 0.6	↓ <i>Globorotalia fohsi robusta</i>						
	↓ <i>Globorotalia praefohsi</i>	<i>G. f. lobata</i>	↓ <i>G. fohsi lobata</i>	12.5	↓ <i>Globorotalia fohsi lobata</i>						
N11	↓ <i>Globorotalia praefohsi</i>	↓ <i>G. f. fohsi</i>	↓ <i>G. fohsi fohsi</i>	M6 12.7 0.2	↓ <i>Globorotalia fohsi s. s.</i>						
neo	↓ <i>Globigerina peripheroacuta</i>	<i>G. f. perpheroronda</i>	↓ <i>G. fohsi fohsi</i>	M7 14.8 2.1	↓ <i>Globorotalia peripheroacuta</i>	<i>G. (F.) peripheroacuta</i>	↓ <i>Globorotalia (Fohsella) s. s.</i>				
N9	↓ <i>Orbulina suturalis</i>		T <i>G. insueta</i>	M6 0.3	↓ <i>Globorotalia peripheroacuta</i>	<i>G. (F.) peripheroronda</i>	↓ <i>G. (F.) peripheroacuta</i>				
N8	↓ <i>Globigerinoides sicanus</i>	<i>P. glomerosa</i>	↓ <i>P. glomerosa</i>	M5 ^b / _a 1.2	↓ <i>Orbulina suturalis</i>	<i>Praeorbulina sicana</i>	↓ <i>Orbulina suturalis</i>				
	↓ <i>Globigerinoides sicanus</i>	<i>G. insueta</i>	↓ <i>P. glomerosa</i>	16.4	↓ <i>Praeorbulina glomerosa s. s.</i>		↓ <i>Praeorbulina sicana</i>				
N7		<i>G. insueta</i>	T <i>C. dissimilis</i>	M4 ^b / _a 1.2	↓ <i>Praeorbulina sicana</i>	<i>Globigerinoides diminutus</i>	↓ <i>Praeorbulina sicana</i>				
N6	T <i>Catapsydrax dissimilis</i>	<i>C. stainforthi</i>	T <i>C. dissimilis</i>	17.3	↓ <i>Globorotalia bimageae</i>		↓ <i>Globigerinoides diminutus</i>				
	↓ <i>Globigerinella insueta</i>	<i>C. dissimilis</i>	↓ <i>G. insueta</i>	M3 18.8 1.5	T <i>Catapsydrax dissimilis</i>	<i>Catapsydrax stainforthi</i>	↓ <i>Catapsydrax dissimilis</i>				
N5		<i>C. dissimilis</i>	T <i>G. kugleri</i>	M2 21.5 2.7	↓ <i>Globigerinella insueta</i>	<i>Catapsydrax dissimilis</i>	↓ <i>Dentoglobigerina altispira</i>				
N4	T <i>Globorotalia kugleri</i>	<i>G. primordius</i>	↓ <i>G. kugleri</i>	M1 ^b / _a 2.3	T <i>G. kugleri</i>	<i>Globigerinoides primordius</i>	↓ <i>Globigerinoides altiaperturus</i>				
	↓ <i>Globigerinoides primordius</i>	<i>G. kugleri</i>	↓ <i>G. primordius</i>	23.8	↓ <i>Globoquadrina dehiscens</i>		↓ <i>Globigerinoides primordius</i>				
P22		<i>G. cipoensis</i>	↓ <i>G. kugleri</i>	P22 27.1 3.3	T <i>Globoquadrina dehiscens</i>		↓ <i>Globoquadrina dehiscens</i>				
		<i>G. opima opima</i>	T <i>G. opima opima</i>	P21 ^b / _a 2.3	↓ <i>Praegloborotalia opima s. s.</i>		↓ <i>Globoquadrina dehiscens</i>				
P21	T <i>Globorotalia opima opima</i>	<i>G. opima opima</i>	↓ <i>G. opima opima</i>	P20 29.4 0.9	↓ <i>Chiloeuimbolina cubensis</i>	<i>Subbotina gortanii</i>	↓ <i>Subbotina gortanii</i>				
	↓ <i>G. angulifurcata</i>	<i>G. ampliapertura</i>	↓ <i>G. opima opima</i>	30.3	↓ <i>Globigerina angulifurcata</i>		↓ <i>Subbotina gortanii</i>				
P20	T <i>P. barbadoensis</i>	<i>G. ampliapertura</i>	T <i>P. micra</i>	P19 32.2 1.7	T <i>Turbotalia ampliapertura</i>	<i>Turbotalia ampliapertura</i>	↓ <i>T. ampliapertura</i>				
P19/P19	↓ <i>G. cellii</i>	<i>C. chipolensis/P. micra</i>	T <i>P. micra</i>	P19 33.8 1.8	T <i>Pseudohastigerina</i> spp.		↓ <i>T. ampliapertura</i>				
	↓ <i>Globigerina lapuianensis</i>	<i>G. cerroazulensis</i>	T <i>G. cerroazulensis</i>		↓ <i>Turbotalia cerroazulensis</i>		↓ <i>Pseudohastigerina</i> spp.				

Paleobatimetría

Un ambiente de depósito está controlado por factores tan diversos como hidrodinámica, clima, temperatura, niveles de oxígeno, nutrientes, sustrato, batimetría y biota, entre otros, por lo que se deben utilizar diferentes métodos geoquímicos, paleoecológicos y paleontológicos para definirlo de manera correcta. Esta metodología es empleada generalmente por sedimentólogos y estratígrafos que necesitan maximizar sus interpretaciones paleoambientales a partir de datos paleontológicos y sedimentológicos; los resultados obtenidos son fundamentales para una correcta interpretación de los ambientes de depósito, modelos de facies, estratigrafía secuencial y paleoclimas (Bosence y Allison, 1995).

El establecimiento de la paleobatimetría es un recurso muy utilizado en interpretaciones paleoambientales, reconstrucción de la arquitectura de las antiguas plataformas e identificación de los cambios de nivel relativo del mar en estratigrafía de secuencias y análisis de cuencas. En general, la estimación de la paleoprofundidad se basa en las interpretaciones paleoambientales de facies usando indicadores derivados de criterios biológicos y sedimentológicos (Perrin *et al.*, 1995). A pesar de su importancia, la paleobatimetría es el parámetro más difícil de medir (Bosence y Allison, 1995). Ello se debe a que hay pocos criterios sedimentológicos controlados por la profundidad del agua y la mayoría de los organismos que muestran una distribución relacionada a la profundidad están controlados por factores tales como luz, hidrodinámica, temperatura, salinidad, nutrientes, oxígeno, entre otros, más que por la profundidad del agua por sí misma.

Sin duda alguna, la herramienta más utilizada para realizar interpretaciones paleoambientales son los fósiles y las estructuras sedimentarias; de los primeros, los foraminíferos bentónicos son uno de los grupos animales más abundantes y diversos en depósitos marinos fósiles y recientes (van Morkhoven *et al.*, 1986), reconocidos ampliamente como indicadores de paleoprofundidades.

El parámetro más común usado en las investigaciones de conjuntos de foraminíferos fósiles es la relación planctónicos/bentónicos (Grimsdale y van Morkhoven, 1955; Smith, 1955), aunque la dominancia y la diversidad faunística son también útiles. En este trabajo, la interpretación paleoambiental de las secciones estudiadas se basa principalmente en el criterio de la estimación de la profundidad del agua en la que vivieron los foraminíferos bentónicos y en las litofacies donde se encuentran.

Trabajos previos en el área de estudio

Existen 2 publicaciones importantes con referencia a los foraminíferos bentónicos del SE de México. Sansores y Flores-Covarrubias (1972) compilaron las cartas de distribución de los foraminíferos bentónicos utilizados hasta entonces en la industria petrolera mexicana para distinguir biozonas y formaciones en la Cuenca Salina del Istmo, principalmente. Posteriormente, Kohl (1985), basándose en el trabajo de las autoras antes citadas, selecciona 23 especies de foraminíferos bentónicos por considerarlas diagnósticas; así, propone la existencia de 3 biozonas de conjunto para los sedimentos pliocénicos de la cuenca: Biozona de *Melonis affinis-Uvigerina hispida*, Biozona de *Marginulinopsis hispaniolana-Anomalinoidea nucleatus* y la Biozona de *Bolivina impercata-Saracenaria nuttalli*. Otros trabajos corresponden a informes inéditos de Petróleos Mexicanos e Instituto Mexicano del Petróleo, así como a estudios geológicos de la Cuenca Salina del Istmo realizados con fines de prospección petrolera (referencias).

Resultados

Desde el punto de vista de ambientes de depósito del área de estudio y horizontes estratigráficos estudiados, puede decirse que las secciones superficiales en el borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo corresponden a ambientes de plataforma, en condiciones paleobatimétricas neríticas. Sin embargo, el estudio de las asociaciones de foraminíferos bentónicos, la relación planctónicos/bentónicos y

las litofacies permiten diferenciar razonablemente las paleobatimetrías.

Area de San Miguel

Las secciones estudiadas en el área de San Miguel consisten de 2 litologías diferentes. La primera corresponde a marga de color verde oscuro a café con intercalaciones de arena, lutita y limolita muy intemperizadas. Esta litología se observa únicamente en la Sección La Colonia (ver Fig. 3-2), cuya asociación de foraminíferos bentónicos muestra una predominancia de especies de batimetría de nerítico externo: *Gyroidinoides altiformis*, *Marginulina* spp., *Melonis affinis*, *Siphonina pozonensis*, *Ellipsoidina* spp., *Uvigerina* spp., *Gyroidinoides laevis*, *G. girardana*, *Globocassidulina globosa*, *Uvigerina* sp., *Pullenia bulloides*, *Hanzawaia* spp. y *Cibicidoides pseudoungerianus*. La relación P/B predominante es 70/30, con variaciones que pudieran indicar procesos de ligera profundización. A pesar de que el porcentaje de planctónicos corresponde mayormente a un ambiente batial, es conveniente señalar que no se registró la presencia de foraminíferos típicamente batiales, e.g. *Bolivina* y *Siphonina*, por lo que para la Sección La Colonia se asigna un ambiente nerítico externo. Esto indica un ambiente de depósito de plataforma externa acumulada por debajo de la base del oleaje normal, es decir, costafuera.

La segunda litología observada en el área de San Miguel comprende principalmente conglomerado polimíctico, compacto a semicompacto, de clastos de 1 a 10 y a veces 20 cm de diámetro. Estos componentes consisten de cuarzo lechoso, caliza, arenisca, roca ígnea y metamórfica contenidos en una matriz arcillo-arenosa. El conglomerado está bien estratificado en capas de 10 a 50 cm, gradando a arenisca conglomerática y arenisca semicompacta de grano medio. Presenta delgadas intercalaciones de lutita de color gris verdoso. En los cuerpos conglomeráticos se intercalan lentes de caliza arrecifal de corales-algas, de 1 a 3 m de espesor. Los foraminíferos bentónicos se encontraron exclusivamente en las capas de lutita y comprenden una asociación caracterizada por la presencia de *Oridorsalis westi*, *Heterolepa* spp., *Alvarezina cyclostomata*, *Gyroidinoides laevis* y

Hanzawaia isidroensis en la Sección Zanja Seca (Fig. 3-3). Para la Sección San Miguel (Fig. 3-5) se reporta un conjunto formado por *Hanzawaia*, *Gyroidinoides*, *Planulina*, *Pullenia*, *Melonis*, *Lenticulina*, *Brizalina*, *Praeglobobulimina*, *Ellipsoidella* y *Cibicidoides*; mientras que en la Sección Playa Ganado predominan *Glandulina* sp., *Hoeglundina elegans*, *Karreriella* spp., *Planulina exorna*, *Globocassidulina globosa*, *Hanzawaia* spp., *Lenticulina americana*, así como escasas y mal conservadas *Uvigerina*. Las asociaciones mencionadas (Fig. 5-5) corresponden principalmente a un ambiente nerítico medio, cuyo porcentaje P/B equivale a 30/70. La presencia de lentes de caliza intercalados en la secuencia conglomerática corresponde a un desarrollo de comunidades coralinas, las que normalmente habitan aguas poco profundas (Frost, 1981). Algunos de los macroforaminíferos que acompañan la asociación coralina corresponden a *Heterostegina antillea*, *H. panamensis*, *Lepidocyclina* sp., *L. sp. cf. L. canelli*, *Amphistegina* sp. (Díaz Puebla en Maldonado y Paz, 1992), mismos que reafirman el carácter somero de este depósito. Caus y Serra-Kiel (1992) señalan, muy especialmente, que el género *Heterostegina* sólo se desarrolla en ambientes de plataforma.

Con respecto a la presencia de la comunidad coralina en el área de San Miguel es conveniente mencionar que estas comunidades se desarrollaron de manera importante durante el Oligoceno (Reading, 1996), generalmente asociadas a sustratos carbonatados. Sin embargo, se tienen reportes de que grandes arrecifes se construyeron en ambientes asociados a importantes influjos terrígenos y volcanogénicos. Ejemplo de ello es el sur de España, donde se reportan arrecifes contruidos sobre sedimentos de abanico aluvial, deltaico-marino y turbidítico marino (García-Mondéjar, 1990). Esta sedimentación mixta carbonatado-siliciclástica es común en ambientes de plataforma de latitudes media y baja, como sería México, controlada por una variedad de procesos físicos y biológicos. Los depósitos coralinos aquí reportados reflejan periodos de estabilidad tectónica, con una disminución importante del aporte terrígeno.

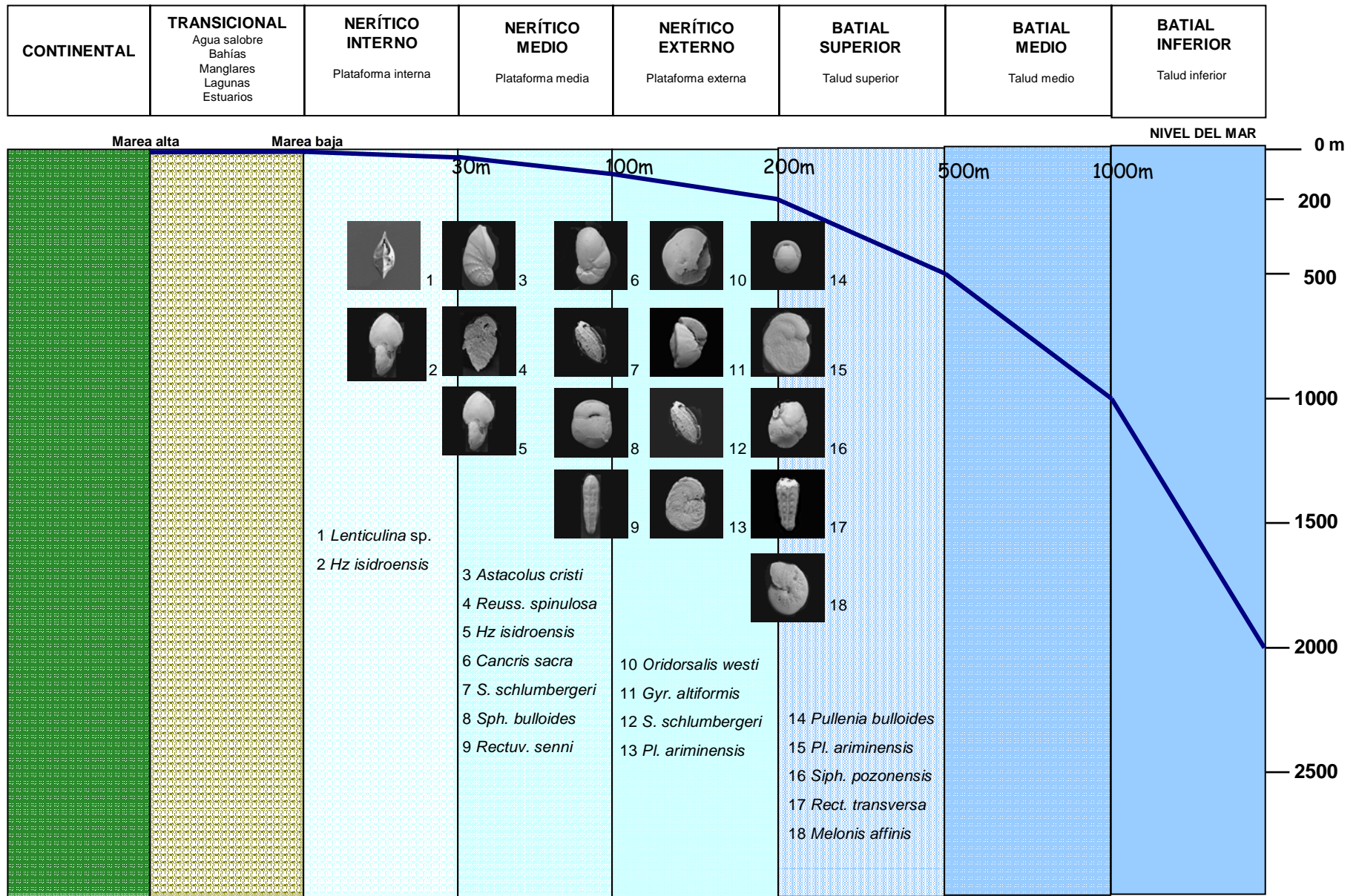


Fig. 5-5 Perfil batimétrico que muestra los foraminíferos bentónicos más frecuentes registrados en el borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo (Perfil tomado de Pemex-IMP, 2000)

En resumen, las secciones superficiales del área de San Miguel muestran una sucesión sedimentaria alternante de facies de plataforma que consisten de conglomerado, lutita con microfósiles y caliza arrecifal con macroforaminíferos. La facies conglomerática es dominante en cuanto a espesor y representa la proximidad a la fuente de aporte de los sedimentos. Esta facies cambia bruscamente a una facies de lutitas con microfósiles que indica claramente un ambiente nerítico, con una asociación de foraminíferos bentónicos que puede variar de nerítico medio a externo. La facies coralina representa primeramente la ubicación del área dentro de un rango climático y latitudinal particular, aunque difiere claramente de las típicas asociaciones de coral que se desarrollan en ambientes carbonatados. En este caso, la comunidad coralina aquí reportada está naturalmente asociada a altas tasas de sedimentación, con una dominancia de sedimentos siliciclásticos provenientes del continente. Se interpreta que los corales encontraron un sustrato duro adecuado, como son los conglomerados, donde iniciar su desarrollo de vida y proliferar durante cierto tiempo, hasta que el aporte de sedimentos continentales se reestableció, generando nuevamente el depósito de capas conglomeráticas que interrumpían el crecimiento de la comunidad coralina. El presente trabajo muestra que esta dinámica se repite a lo largo de la columna del Oligoceno en el área de San Miguel. En el caso de la Sección La Colonia, la asociación de foraminíferos bentónicos, la abundancia de foraminíferos planctónicos y la litología fina, sin horizontes conglomeráticos y la ausencia de intercalaciones de caliza arrecifal indican un ambiente ligeramente más profundo que las otras secciones del área, quizá equivalente a plataforma externa.

Area de Sayula

No se reportan sedimentos aflorantes del Oligoceno en el área de Sayula. Estos se identificaron únicamente en los clastos inmersos en las inyecciones clásticas de la Sección Sayula E-Diques y corresponden principalmente a depósitos de litología muy fina, con abundantes foraminíferos planctónicos. Se interpretan como

sedimentos acumulados en un ambiente de plataforma externa, libre de la acción del oleaje normal (costafuera) en condiciones batimétricas de nerítico externo.

Respecto a las secciones stratigráficas superficiales del Mioceno del área de Sayula, están constituidas por una alternancia monótona de marga, arena y arenisca, con importantes intercalaciones de toba (secciones Sayula E-Diques, Puente Vistahermosa, Magnet-1, Flanco W del Anticlinal San Juan, Magnet-2, Magnet-3 y Michapan). Por lo general, las capas son delgadas y varían de 5 a 20 cm de espesor. Contrastando con esas litofacies de grano fino a medio, la columna del Plioceno consiste de una secuencia de marga arenosa coronada hacia la cima por un banco de caliza de pelecípodos-ostreas cuyo espesor rebasa los 30 m (Sección Sayula C-Ostreas).

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos encontradas en las margas incluyen principalmente especies características de condiciones batimétricas de nerítico externo: *Bathysiphon* sp., *Gyroidinoides* sp., *G. altiformis*, *Melonis affinis*, *M. pompilioides*, *Siphonodosaria* sp., *Planulina* sp., *Fursenkoina* sp., *Pullenia bulloides*, *Praeglobobulimina* sp., *P. ovata*, *Anomalinoides cicatricosus*, *Chilostomella* sp., *Nodosaria lamellata*, *Brizalina marginata*, *Uvigerina* sp. (Fig. 5-5). Esta asociación se manifiesta muy claramente en las secciones Sayula E-Diques y Magnet-3. El porcentaje P/B varía entre 50 y 70%. Esta información sugiere un ambiente de depósito de plataforma externa en condiciones hidrodinámicas tranquilas por debajo de la base del oleaje normal.

Dentro de la columna del Mioceno temprano se pueden detectar algunas variaciones en los paleoambientes. Por ejemplo, en el Afloramiento Sayula F-Tobas se detecta un ambiente nerítico medio-externo, donde predomina una asociación caracterizada por *Bulimina* sp., *Lenticulina* sp., *Cibicidoides* sp., *Eponides* sp., *Sphaeroidina* sp. y *Brizalina* sp. El porcentaje P/B varía de 40 a 50%. Estas variaciones paleoambientales probablemente son el resultado de cambios relativos del nivel del mar.

También se registran variaciones hacia un ambiente ligeramente más profundo, como es el caso de la base de la Sección Puente Vistahermosa. La asociación microfaunística en esta parte indica condiciones paleobatimétricas de nerítico externo-batial superior y está caracterizada por la presencia de *Nodosaria* sp., *Pullenia bulloides*, *Praeglobobulimina* sp., *Siphonodosaria* sp., *Chilostomella* sp., *Melonis affinis*, *M. pompilioides*, *Gyroidinoides* sp., *Pullenia bulloides* y *Eponides* sp. (Fig. 5-5). En este caso, el porcentaje P/B es de 60%. En la Sección Magnet-1 la predominancia de *Brizalina subaenariensis*, *Bulimina striata*, *Cassidulina laevigata*, *Chilostomella* sp., *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Hanzawaia* spp., *Melonis affinis*, *Pullenia bulloides*, *Planulina ariminensis*, *Gyroidinoides altiformis*, *Siphonina pozonensis* y *Sphaeroidina bulloides* también indica un ambiente entre 200 y 500 m de profundidad, equivalente a la transición plataforma externa-talud, es decir, condiciones de nerítico externo a batial superior.

La Sección Sayula C-Ostreas del Plioceno sobreyace a las secciones miocénicas de Sayula. Se trata de una secuencia heterogénea de arenas, arenisca, marga arenosa y caliza. La asociación de foraminíferos bentónicos en la parte basal de la sección indica un ambiente de plataforma externa, en condiciones de nerítico medio-externo donde predominan *Astacolus vaughani*, *Globocassidulina globosa*, *G. subglobosa*, *Uvigerina* sp., *Cibicidoides* sp., *Rectuvigerina transversa*, *Marginulinopsis* sp., *Gyroidinoides altiformis*, *G. laevis* y *Alvarezina cyclostomata* (Fig. 5-5). Posteriormente, la sección pasa transicionalmente a un ambiente de plataforma media, con batimetría de nerítico medio donde se registra la presencia de *Cibicidoides pseudoungerianus*, *C. miocenica*, *Globocassidulina subglobosa*, *Brizalina* sp., *Amphistegina lessonii* y *Eponides* sp. Hacia la cima, la presencia de *Amphistegina lessonii*, *Lenticulina* sp. y *Hanzawaia* sp. indica un ambiente nerítico interno (Fig. 5-5). Esta sucesión biótica observada en la columna estratigráfica indica un evento de transgresión y regresión marina, que evidencia una tendencia general de somerización vertical de facies. El banco de ostreas señala la culminación del proceso de somerización, denotando un ambiente costero. La

disminución del porcentaje P/B es también muy evidente, corroborando la sucesión vertical de facies en un proceso que parece representar una secuencia de alta frecuencia donde las facies de plataforma externa representan el tracto de sistemas transgresivo y las facies de plataforma media y costera constituyen el tracto de “highstand” de la secuencia.

Sumario

A pesar de que la paleobatimetría es uno de los parámetros más difíciles de diagnosticar, el estudio integrado de litofacies, asociación de foraminíferos bentónicos y porcentaje P/B permitió una determinación paleoambiental aproximada de las diferentes facies sedimentarias que constituyen las secciones del borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo. Los resultados señalan la presencia de ambientes marinos, principalmente de plataforma, en condiciones paleobatimétricas neríticas, durante el Oligoceno y Mioceno, registrándose una importante regresión en el Plioceno temprano que culmina en depósitos de un ambiente costero (Fig. 5-6).

La sucesión vertical de las facies descritas indica que ocurrieron fluctuaciones de escala menor del nivel relativo del mar. Durante tiempos de transgresión marina se depositaron los horizontes arcillosos, volumétricamente mucho menores, en condiciones marinas relativamente tranquilas, por debajo de la base del oleaje normal. Durante tiempos de regresión marina se acumularon los paquetes gruesos de conglomerados con desarrollos locales de cuerpos arrecifales, en los cuales disminuyó notablemente el aporte de gravas, ya que de otra manera se hubiera impedido el establecimiento de las comunidades arrecifales. Por otro lado, estas unidades gruesas conglomeráticas representan acumulaciones marinas muy someras, posiblemente dentro de la zona de cara a la costa superior (“shoreface”), formando barras costeras (“strandplain system”). Alternativamente podrían ser parte de abanicos de delta, retrabajados y modificados por el oleaje marino.

Piso	Columna esquemática	Litología	Paleobatimetría	Nivel del mar
Plioceno		Arenisca, marga arenosa y banco de caliza con ostras	Transición de nerítico medio-externo a nerítico interno, culminando en ambiente costero	R T
Mioceno		Alternancia monótona de capas de marga, arenisca y toba	Nerítico externo a Batial superior	R T R
Oligoceno		Conglomerado, capas de lutita y lentes de caliza arrecifal	Nerítico con sedimentación mixta carbonatado-siliciclástica	T R T

Fig. 5-6 Esquema que muestra la paleobatimetría y los cambios relativos de nivel del mar inferidos a través del estudio de las litofacies, asociación de foraminíferos bentónicos y porcentaje P/B de secciones superficiales en el borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo. Los resultados indican la presencia de ambientes marinos, principalmente de plataforma, en condiciones paleobatimétricas neríticas en el Oligoceno y Mioceno, así como la presencia de un importante evento regresivo en el Plioceno temprano evidenciado por depósitos de ambiente costero. Las secuencias esquemáticas transgresivas (T) y regresivas (R) corresponden a Hardenbol *et al.* (1998).

Los resultados integrados de las secciones del área de Sayula evidencian durante el Oligoceno y Mioceno un ambiente de depósito de plataforma externa, libre de la acción del oleaje normal, con paleobatimetría nerítica, con un tirante de agua de 0 a 200 m. Esta puede ser subdividida en interna, media y externa con base en la predominancia de algunas especies características (Fig. 5-5). Se llegan a observar asociaciones que quedan comprendidas entre dos ambientes contiguos. Se interpreta que estos sedimentos indican una fase de depósito profunda, con aporte de clásticos finos a medianos, contemporánea a una actividad de tipo volcánico en el Mioceno temprano. Las variaciones paleoambientales se interpretan como resultado de cambios relativos del nivel del mar. Durante el Plioceno temprano se registra un claro proceso de somerización evidenciado por el cambio de paleobatimetría de nerítico externo a costero, con depósitos de banco de ostras y otros pelecípodos. Este proceso se interpreta como un evento con etapas transgresivas y regresivas del mar, con una tendencia general de somerización vertical de facies.

6 MAGNETOESTRATIGRAFIA

Los estudios magnetoestratigráficos en rocas sedimentarias han manifestado ser una herramienta útil para determinaciones de edad y correlación entre diferentes secciones de sedimentos terrestres y oceánicos (Butler y Opdyke, 1979; Channell *et al.*, 1984; Ogg y Lowrie, 1986; Heller *et al.*, 1988; King y Chanell, 1991). El método está basado en las inversiones del campo geomagnético, mismo que ha cambiado de polaridad más de cincuenta veces desde el Mioceno. Debido a la naturaleza del campo geomagnético, estos procesos de inversión toman de 10^3 a 10^4 años y ocurren en promedio cada medio millón de años, por lo que los estudios magnéticos pueden ofrecer una muy alta resolución dentro de este orden de tiempo.

Ya que el tiempo involucrado entre las inversiones es variable, las secuencias de espesores de las magnetozonas en una determinada parte de una sección depositada de manera uniforme es una marca característica que puede ser correlacionada entre secciones distantes y comparada con la escala temporal geomagnética de polaridad (GPTS). La GPTS fue establecida y finamente calibrada gracias a los datos proporcionados por isótopos radiométricos, anomalías magnéticas marinas y estudios magnetoestratigráficos. Durante las tres últimas décadas, la magnetoestratigrafía ha jugado un papel esencial para la calibración del tiempo geológico, proporcionando el enlace entre la GPTS y las biozonas o bioeventos y, por ende, de los límites geológicos. Las edades absolutas y/o las biozonas se correlacionan directamente a la GPTS en las secciones magnetoestratigráficas, creando así un patrón de GPTS local.

La finalidad de aplicar los estudios magnetoestratigráficos en las secuencias del borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo comprende precisamente la creación de una GPTS local, apoyada por la identificación de los microfósiles. Eventualmente, dicho patrón podrá ser utilizado por interpolación para determinar las edades absolutas de horizontes estériles de microfósiles y/o en mal estado de preservación.

Con el fin de definir las inversiones de polaridad magnética de cada sección, se programó un muestreo paleomagnético denso para realizarse durante dos salidas de campo, tanto en las secciones del área de Sayula como en las de San Miguel. El intervalo de tiempo y número esperado de inversiones de polaridad magnética se definió con base en la bioestratigrafía previamente realizada para cada una de las secciones superficiales. Los resultados de las secciones superficiales muestreadas en el área de San Miguel (secciones Zanja Seca, La Colonia, San Miguel y Playa Ganado) no fueron satisfactorios, debido principalmente a que las muestras colectadas presentaron dispersión alta en los análisis estadísticos aplicados. De este modo, únicamente se reportan los del área de Sayula (ver Fig. 3-8). La naturaleza arcillo-arenosa de los afloramientos miocénicos no permitió un muestreo efectivo en todas las secciones. Sin embargo, se obtuvieron 63 bloques orientados comprendidos en las secciones Magnet-1, Magnet-2 y Magnet-3, cada bloque correspondiendo a una capa, mismo que se orientó con la brújula magnética.

Una muestra de la parte basal de la Sección Magnet-1 (ver Fig. 3-15) fue difícil de interpretar por presentar una débil intensidad de magnetización remanente natural (NRM). No fue posible aislar la magnetización primaria debido a una conducta altamente inestable. Una inversión de polaridad se registró en la base de la sección y está representada por tres niveles. Los niveles subsecuentes son de polaridad normal. La asociación de foraminíferos planctónicos, consistente de *Globigerinoides primordius*, *Catapsydrax dissimilis*, *C. stainforthi*, *Globorotalia (J.) mayeri*, entre otros, puede restringir la edad de esta sección a las zonas M1 y M2 de Berggren *et al.*, 1995, equivalentes a las zonas de *Globigerinoides primordius* y *Catapsydrax dissimilis* redefinidas en este trabajo, correlacionables en parte con el cron C6n-C6An. De tal modo que la polaridad normal de la Sección Magnet-1 puede ser correlacionada con el cron C6An y la polaridad inversa con el cron inverso C6An.1r (Fig. 6-1). Se asigna a la sección una edad absoluta aproximada de 20.7-20.9 Ma.

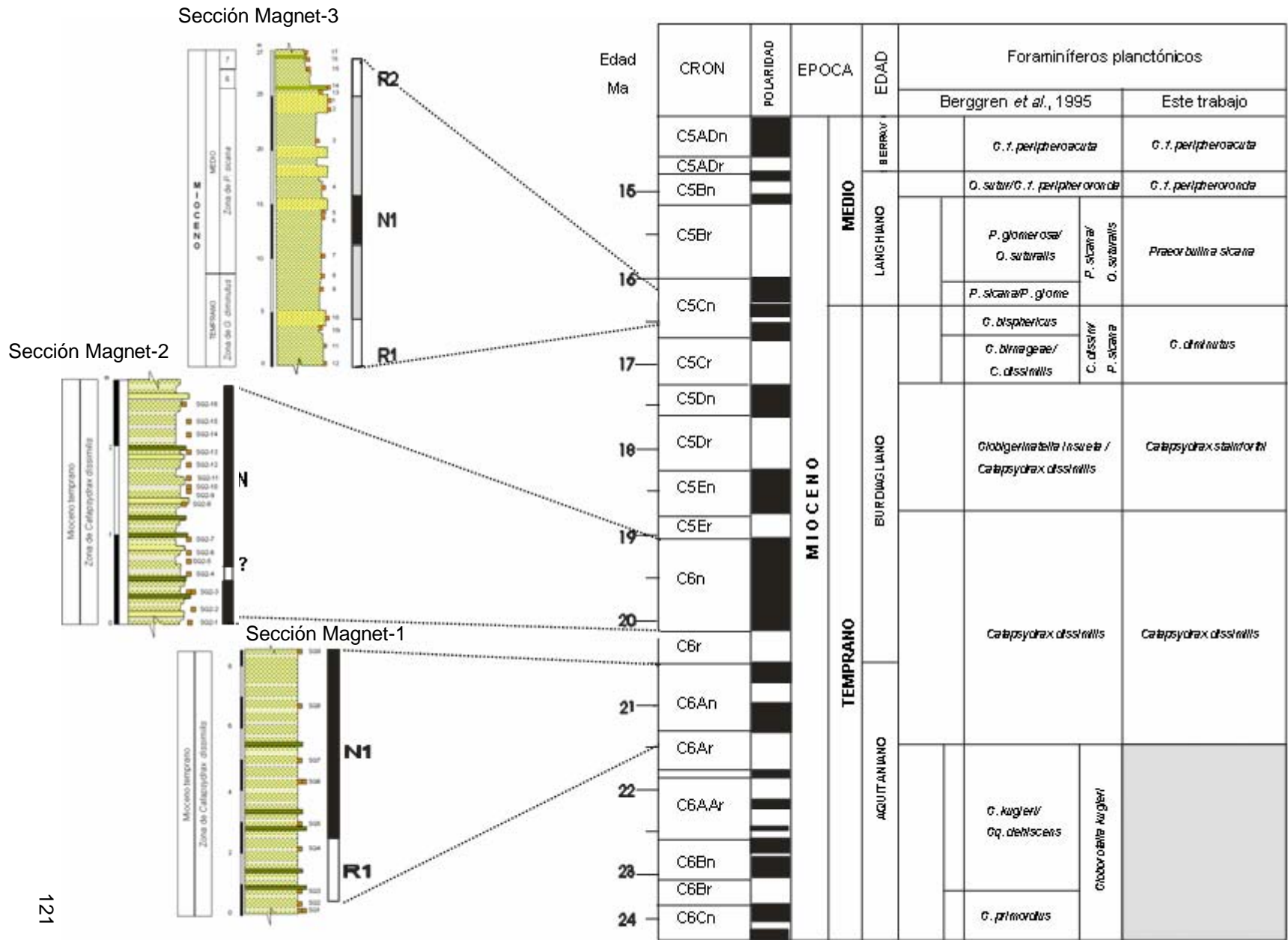


Fig. 6-1 Correlación magnetoestratigráfica entre las secciones Magnet-1, Magnet-2 y Magnet-3 aflorantes a lo largo de la Autopista La Tinaja-Coatzacoalcos y escala de polaridad magnética (tomada de Berggren *et al.*, 1995)

La Sección Magnet-2 (ver Fig. 3-17) muestra predominantemente polaridad normal. La única inversión de polaridad está representada por un sólo nivel, aunque dudoso. En caso de que la inversión de polaridad sea un artificio y tomando en cuenta la edad biocronológica, esta sección se asigna a parte de la Zona M2 de *Catapsydrax dissimilis* de Berggren *et al.* (1995), equivalente a la zona del mismo nombre aquí redefinida. La polaridad normal podría correlacionarse con el cron C6n (Fig. 6-1), equivalente a una edad absoluta de 20.0-19.0 Ma.

Los resultados magnetoestratigráficos de la Sección Magnet-3 (Fig. 3-20) evidencian dos zonas de polaridad inversa y una normal. La polaridad inversa R1 se correlaciona con el cron C5Cn.1r, la N1 al cron C5Cn.1n y la R2 al cron C5Br (Fig. 6-1). Los estudios bioestratigráficos permiten asignar la secuencia a las zonas M4 de *Catapsydrax dissimilis-Praeorbulina sicana* y M5 de *Praeorbulina sicana-Orbulina suturalis* de Berggren *et al.* (1995), equivalentes a las zonas aquí definidas o renombradas de *Globigerinoides diminutus* y *Praeorbulina sicana*, respectivamente, lo que sugiere una edad de Mioceno temprano-Mioceno medio.

De los datos presentados anteriormente, se concluye que los resultados biocronológicos y magnetoestratigráficos permiten colocar las secciones Magnet-1, Magnet-2 y Magnet-3 en su posición estratigráfica más probable (Fig. 6-1). Las secciones Magnet-1 y Magnet-2 pertenecen al Mioceno temprano, mientras que la Sección Magnet-3 abarca el límite Mioceno temprano-Mioceno medio.

Para mayor detalle de los resultados magnetoestratigráficos aquí reportados se remite al siguiente artículo (anexo):

Alva, V. L.M., Rosales Domínguez, M.C., Benammi, M., Grajales, N. M., Gogitchaichvili, A. y Urrutia, F. J., 2002, Reconnaissance microfossil and magnetic stratigraphy of the Miocene Sayula-Isla sequence, Veracruz, Mexico: *Geofísica Internacional*, Vol. 41, Núm. 2, p. 151-161.

7 GEOCRONOMETRIA

Las secciones aflorantes en la región de Sayula contienen importantes horizontes de toba y areniscas tobáceas que contrastan notablemente con la monótona litología de margas y arenas de la secuencia neógena ahí expuesta (Fig. 7-1). Dichos horizontes fueron reportados desde mediados de los años cincuenta (Contreras y Castellón, 1956) como capas tobáceas cuyo origen se adjudicó al vulcanismo de la región de Los Tuxtlas.

Las capas de toba tienen un espesor que varía de 30 hasta 90 cm; generalmente son blancas, raramente gris y café claro. En algunas capas se observa intemperismo esferoidal (Fig. 7-2), característico de las tobas. En muestra de mano, las tobas presentan tonos blanquecinos, exhibiendo una textura vítrea (Fig. 7-2). Los fragmentos varían de tamaño entre 0.5 y 1.5 cm y corresponden a material vítreo con escasos cristales de mica y feldespato potásico. Al microscopio, pueden identificarse los porcentajes de componentes, mismos que varían de muestra a muestra. Algunos ejemplos se dan a continuación; la Fig. 7-3 muestra fotografías de las láminas delgadas de las tobas.

Misa-1 A (Sección Magnet-3): Toba vitro-cristalina de biotita, con textura piroclástica. Mineralógicamente presenta 50% de vidrio, 20% de feldespato, 10% de cuarzo y 10% de biotita.

Misa-10 A (Sección Magnet-3): Toba vítrea alterada. La mineralogía exhibe un 10% de plagioclasa y un 70% de vidrio.

Misa-32 (Sección Sayula E-Diques): Toba vítrea cuya mineralogía presenta “shards” de vidrio, plagioclasas y escasa biotita.

Misa-55 (Afloramiento Sayula F-Tobas): Toba vitro cristalina alterada, con textura piroclástica. La mineralogía presenta vidrio alterado a arcillas, así como plagioclasas.

Misa-57 (Afloramiento Sayula F-Tobas): Toba vitro-cristalina con textura piroclástica, cuya composición presenta 60% de vidrio, 20% de plagioclasas y 5% de biotita.

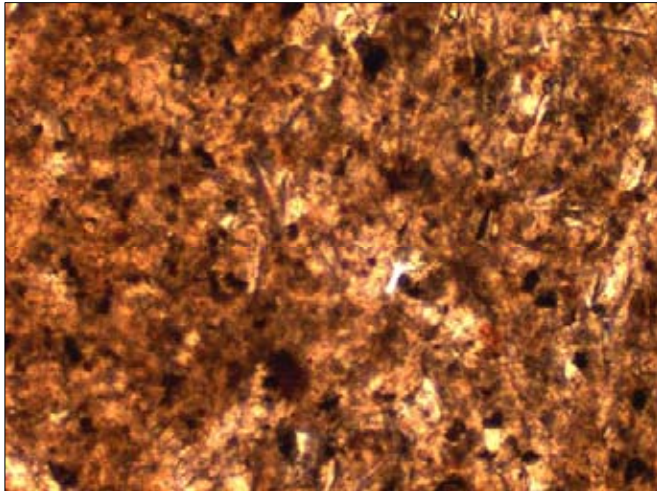
Misa-57B (Afloramiento Sayula F-Tobas): Toba híbrida con plagioclasas, cuarzo y “shards” de vidrio.



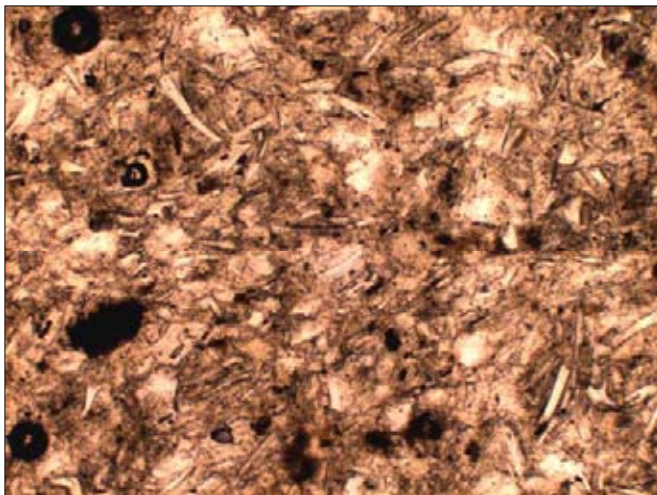
Fig. 7-1 Ambas fotografías muestran el aspecto monótono de la secuencia terrígena dominada por margas y areniscas, aflorante en la región de Sayula; esa monotonía es interrumpida por la intercalación de horizontes tobáceos de espesor considerable que varían en espesor desde 30 cm hasta casi 1.5 m.



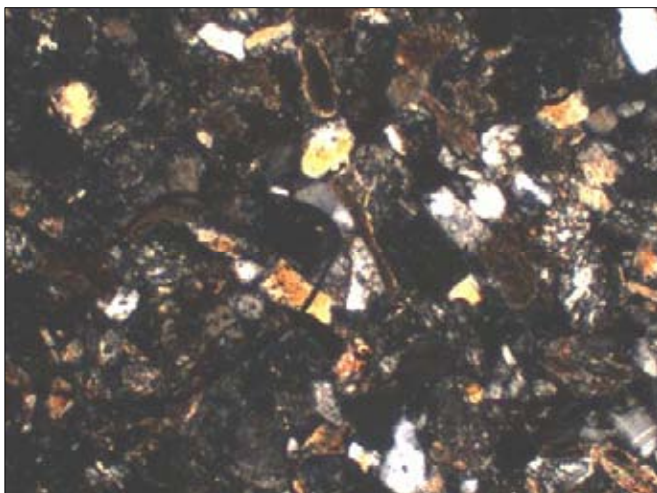
Fig- 7-2 Intemperismo esferoidal observado en la capa de toba del Km 174 de la Autopista La Tinaja-Coatzacoalcos (A). Se aprecia también la textura de la toba (B), la cual contiene cristales que varían entre 0.5 y 1.5 cm de espesor; la mayoría corresponden a feldespatos potásicos. Las fotografías pertenecen a la muestra MISA-98"A" de la Sección Puente Vistahermosa.



Toba vítrea compuesta por “shards” de vidrio, plagioclasa y escasa biotita. Sección Sayula E-Diques, MISA-32. Nícoles paralelos, 10x.



Toba vitrocristalina alterada, con textura piroclástica. La mineralogía presenta vidrio alterado a arcilla, así como plagioclasa. Afloramiento Sayula F, MISA-55. Nícoles paralelos, 10x.



Toba híbrida alterada, cuya mineralogía exhibe plagioclasas, cuarzo y “shards” de vidrio. Afloramiento Sayula F, MISA-57 “B”. Nícoles cruzados, 10x.

Fig. 7-3 Fotografías en lámina delgada de las tobas de la secuencia terrígena del área de Sayula.

Preparación de muestras y análisis

De las muestras de toba colectadas, únicamente 3 de ellas arrojaron datos de edades obtenidas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: MISA-1, MISA-10 "A" (Sección Magnet-3, Fig. 3-20) y MISA-98 A (Sección Puente Vistahermosa, Fig. 3-12).

La muestra MISA-1 de la Sección Magnet-3 corresponde a una toba vitrocrystalina de biotita, con textura piroclástica. De los cristales de biotita se obtuvo únicamente un 5 a 30% de argón radiogénico, por lo que los resultados obtenidos no fueron satisfactorios.

La muestra MISA 10 A de la Sección Magnet-3 corresponde a una toba vítrea alterada. De ella se separaron cristales de plagioclasa. No se obtuvo una edad meseta, pero la isocrona aproximada obtenida es 27.15 +/- 0.56 Ma.

A partir de la muestra de mano de la muestra MISA-98 A de la Sección Puente Vistahermosa se obtuvo un concentrado de feldespato potásico usando separación magnética, líquidos pesados y colecta manual hasta conseguir una pureza del 99%. Los feldespatos potásicos fueron analizados usando un espectrómetro de masas MAP 216 acoplado con un multiplicador de electrones usando el método de fechamiento por fusión láser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Se fusionaron 32 granos individuales de feldespato potásico, usando un láser CO_2 de 50 watts. Para información adicional del procedimiento analítico se remite al trabajo de Kunk *et al.* (2001). Los datos isotópicos se compactaron usando el programa de cómputo Mass Spec (Deino, 2001). Se utilizaron las constantes de decaimiento recomendadas por Steiger y Jäger (1977). La Tabla 7-1 muestra los datos de fusión láser total $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e incluye los análisis de edad individual por fusión total y las edades promedio de la muestra MISA-98 A.

Resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Los datos de probabilidad de edad obtenida por fusión láser de feldespatos potásicos de la muestra MISA-98 "A" se presentan en la Figura 7-4.

En el lado izquierdo del diagrama se observan 2 picos aislados de 8.84 y 11.4 Ma. En seguida se puede apreciar varias edades de granos de feldespato potásico que caen en el rango de 18 a 28 Ma. Finalmente, se registran numerosos picos cortos que corresponden a edades desde el Eoceno tardío (41 Ma) hasta el Triásico (220 Ma).

Los picos altos en el lado izquierdo del diagrama deberían interpretarse como la edad más joven posible para la toba de la muestra MISA-98 A. Sin embargo, esta fecha es considerada improbable debido a los resultados bioestratigráficos obtenidos en las capas infra y suprayacentes a la toba estudiada. Dichos resultados indican que las capas infrayacentes corresponden a la Zona de *Catapsydrax dissimilis*, en tanto que las capas suprayacentes corresponden a la parte alta de la misma zona (ver Fig. 3-12). La edad de esta zona abarca el rango 21.5-18.8 Ma, equivalente al Mioceno temprano. Es precisamente en ese límite superior donde se obtuvo la mayor concentración de edades.

Tomando en cuenta los resultados bioestratigráficos y geocronométricos, la edad de la toba de la muestra MISA-98 A equivale al intervalo 21.5-18.8 Ma, correspondiente a la Zona M2 del Mioceno temprano, de acuerdo a la escala de Berggren *et al.* (1995).

Las edades más antiguas hasta el Triásico representan minerales de rocas preexistentes incorporados al paso del magma a través de la columna sedimentaria. Estas edades más antiguas son útiles para determinar la proveniencia de los feldespatos potásicos.

Tabla 7-1 Datos de fusión láser total de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la muestra MISA-98A

Núm grano	Edad (Ma)	Error (Ma)	$^{40}\text{Ar}^*$ $^{39}\text{Ar}_k$	$^{39}\text{Ar}_k$ (Moles)	Promedio radiogénico (%)	K/Ca	K/Cl
Misa-98A	<i>fusiones totales de feldespato potásico</i>				$J = 0.0037428 \pm 0.50\%$		
6	8.84 ± 0.04		1.309	2.09E-14	91.7	20.84	152.9
8	11.46 ± 0.04		1.699	2.36E-14	92.9	38.33	156.3
28	18.20 ± 0.38		2.703	2.09E-15	88.3	28.59	195.7
29	18.47 ± 0.19		2.742	4.01E-15	95.3	54.35	241.5
27	18.65 ± 0.11		2.770	7.07E-15	95.1	53.73	168.1
12	18.69 ± 0.24		2.776	3.49E-15	82.7	31.16	113.3
33	19.45 ± 0.11		2.889	7.50E-15	96.9	58.48	135.0
36	19.68 ± 0.14		2.923	5.06E-15	94.5	25.79	103.4
14	19.97 ± 0.19		2.967	3.96E-15	93.6	38.55	159.2
16	20.89 ± 0.13		3.104	5.85E-15	94.8	57.74	120.5
4	21.09 ± 0.09		3.135	8.54E-15	92.1	38.85	116.7
17	21.93 ± 0.13		3.260	6.60E-15	94.2	55.77	135.0
11	22.29 ± 0.09		3.314	1.05E-14	92.1	56.09	131.9
21	22.59 ± 0.12		3.359	6.71E-15	95.6	45.54	117.4
5	23.46 ± 0.10		3.489	1.01E-14	96.7	42.14	131.6
23	23.50 ± 0.14		3.495	5.13E-15	92.4	149.03	164.2
3	23.73 ± 0.10		3.529	8.56E-15	94.4	83.68	144.9
24	24.01 ± 0.16		3.571	5.26E-15	93.8	46.77	172.7
25	24.05 ± 0.09		3.577	8.60E-15	93.8	26.02	124.2
15	24.35 ± 0.27		3.623	2.88E-15	92.8	27.54	144.9
22	25.12 ± 0.15		3.738	5.88E-15	91.1	92.08	146.2
20	25.34 ± 0.11		3.770	7.70E-15	93.3	40.45	87.4
35	26.78 ± 0.27		3.986	2.69E-15	90.8	344.83	124.4
26	27.59 ± 0.46		4.108	1.67E-15	99.3	-48.38	152.2
19	41.87 ± 0.23		6.258	3.68E-15	91.4	4.60	115.3
10	61.01 ± 0.15		9.168	8.26E-15	95.3	48.15	117.6
1	86.28 ± 0.24		13.057	5.02E-15	94.4	51.26	92.9
2	120.46 ± 0.24		18.405	6.59E-15	98.4	85.47	84.2
9	128.96 ± 0.25		19.750	6.76E-15	98.6	28.76	70.6
30	153.42 ± 0.34		23.658	4.19E-15	97.6	122.85	71.3
31	185.35 ± 0.49		28.839	3.61E-15	98.8	76.16	65.1
32	221.27 ± 0.37		34.777	7.53E-15	99.5	55.49	56.3

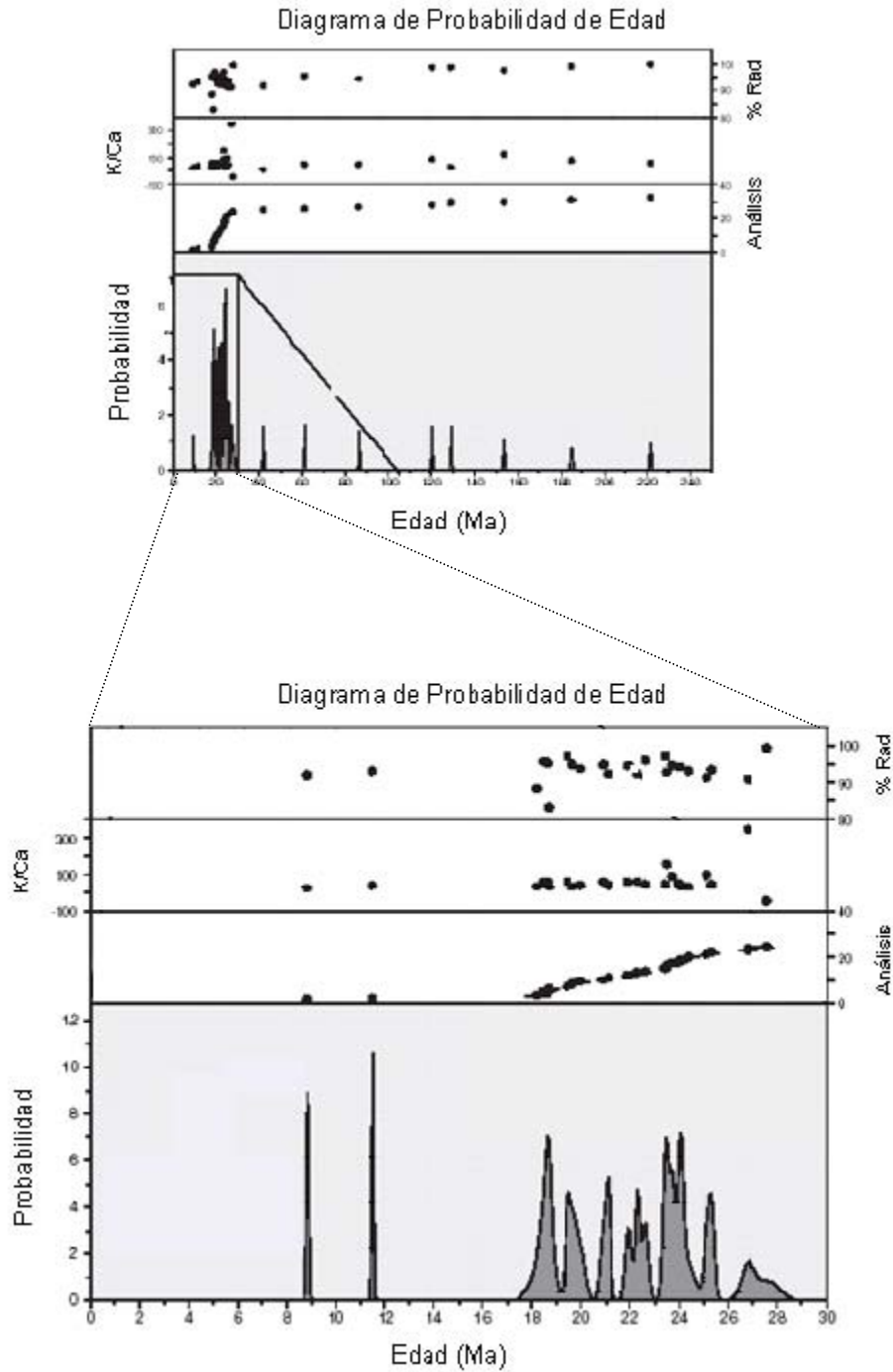


Fig. 7-4 Diagrama de probabilidad de edad obtenida por fusión láser de cristales de feldespatos potásicos separados de la muestra MISA-98A. Las edades más jóvenes de 8.84 a 11.4 Ma se interpretan como edades de alteración del vidrio ácido. La edad bioestratigráfica se ubica entre los 18.8 y 21.5 Ma. El resto de las edades parece corresponder a contaminación por granos de feldespato de las areniscas de la secuencia sedimentaria asociada.

8 DISCUSIÓN DE RESULTADOS E INTEGRACIÓN BIOCROMOESTRATIGRÁFICA

Con excepción de algunas unidades litoestratigráficas del Oligoceno claramente diferenciables por la presencia de horizontes conglomeráticos, la secuencia estudiada corresponde a lutita y arenisca con un espesor potente, difícil de individualizar desde el punto de vista litológico. De tal modo que se reitera la necesidad de contar con las unidades bioestratigráficas como el único recurso para subdividir la columna estratigráfica estudiada, tal y como se ha manifestado previamente (Kohl, 1985; Lugo, 1985; González, 1994).

Las biozonas del Oligoceno establecidas por Bolli y Saunders (1985) y Berggren *et al.*, 1995 no pueden ser delimitadas en este trabajo debido al carácter restringido de las exposiciones correspondientes a las secciones estudiadas. Sin embargo, con base en las asociaciones microfaunísticas registradas se identificaron las zonas P19 y P20 de Berggren *et al.* (1995), equivalentes a las zonas de *Globigerina ampliapertura* y *Globorotalia opima opima* de Bolli y Saunders (1985), esta última redefinida como Zona de *Subbotina gortanii* de acuerdo a los resultados obtenidos en el presente trabajo.

La Zona de *Turborotalia ampliapertura* está representada en la Sección La Colonia y se caracteriza por la presencia constante del taxón nominal.

La Zona de *Subbotina gortanii* se registra en las secciones Zanja Seca y San Miguel. En ambas se identifica la coexistencia de *Paragloborotalia opima opima* y *Subbotina gortanii*, asociación que caracteriza a la zona, reafirmada por la ausencia de *T. ampliapertura*. Debido a la abundancia de *Globigerina venezolana* en ambas secciones se equipara dicha zona con el intervalo mencionado por Bolli y Saunders (1985), ubicado en la cima de su Zona de *G. ampliapertura*. En este trabajo se considera que el intervalo caracterizado por la presencia de *Subbotina gortanii*, *Paragloborotalia opima opima* y abundante *G. venezolana* es un intervalo claramente diferenciable en el Sureste de México,

por lo que bien justifica la definición aquí hecha de la Zona de *Subbotina gortanii* (p. 95).

Por lo que respecta al Mioceno, las zonificaciones de Bolli y Saunders (1985) y Berggren *et al.*, 1995 presentan problemas similares de aplicación en los trabajos bioestratigráficos en la Cuenca Salina del Istmo, principalmente en el intervalo correspondiente al Mioceno temprano. En ambos trabajos se considera a *Globigerinatella insueta* un fósil importante para la definición de límites zonales; se trata de un género monotípico fácilmente distinguible por sus múltiples bulas cubriendo las aberturas areales, además de poseer un corto alcance estratigráfico. Sin embargo, a pesar de que es reconocida como una forma tropical, no es un constituyente común de los conjuntos planctónicos de aguas templadas (Picou *et al.*, 1999). Con base en el presente estudio, así como en estudios bioestratigráficos previos realizados en la región (González, 1994), puede decirse que este taxón se encuentra hasta ahora prácticamente ausente en los sedimentos de la Cuenca Salina del Istmo, dificultando enormemente el reconocimiento del Mioceno temprano al aplicar las zonaciones donde se le utiliza.

En este trabajo se identificaron, renombraron o redefinieron 7 biozonas del Mioceno, con base en las primeras apariciones y extinciones que marcan la base y/o la cima de las mismas. Las biozonas se denominan *Globigerinoides primordius*, *Catapsydrax dissimilis*, *Catapsydrax stainforthi*, *Globigerinoides diminutus*, *Praeorbulina sicana*, *Globorotalia (F.) peripheroronda* y *Globorotalia (F.) peripheroacuta*, todas ellas representadas en los afloramientos expuestos en la región de Sayula.

La presencia de la base del Mioceno temprano se identificó únicamente en la Sección Sayula E-Diques, asignando el intervalo estudiado a la Zona de *Globigerinoides primordius*, equivalente a la Zona de *Globigerinoides primordius* de Bolli y Saunders (1985) o Zona M1 de Berggren *et al.*, 1995.

Los intervalos de espesor importante del Mioceno temprano en las secciones superficiales estudiadas corresponden a la aquí redefinida Zona de *Catapsydrax dissimilis*, equivalente a las zonas homónimas de Bolli y Saunders (1985) y Berggren *et al.*, 1995. La zona se redefine debido a que la extinción de *Globorotalia kugleri* y la primera aparición de *Globigerinatella insueta* son los eventos utilizados en ambas zonaciones para delimitar la base y cima de la zona, respectivamente. Recordemos que *G. kugleri* no se presenta en las secciones aquí estudiadas, mientras que *G. insueta* es un taxón no reconocido hasta el momento en sedimentos mexicanos. De tal modo que se justifica la utilización de la primera aparición de *Globigerinoides altiapertura* y aquella de *Dentoglobigerina altispira* para redefinir la Zona de *Catapsydrax dissimilis*, eventos equivalentes a su base y cima, respectivamente. Ambas especies son muy características en el Mioceno temprano de México, por lo que bien vale la pena aprovechar su presencia y abundancia para utilizarlas desde el punto de vista bioestratigráfico.

La Zona de *Catapsydrax stainforthi* sensu Bolli y Saunders (1985) y Berggren *et al.*, 1995 presenta problemas similares a la zona discutida anteriormente, específicamente en lo que se refiere a la definición de su base, marcada por la primera aparición de *Globigerinatella insueta*. Como ya se ha mencionado, este taxón se encuentra ausente en los sedimentos mexicanos, por lo que no es posible utilizarlo, lo que hace difícil la identificación de unidades de la parte baja del Mioceno Temprano. En las secciones aquí estudiadas se detectó que *Dentoglobigerina altispira* es un taxón ampliamente reconocido y distribuido en latitudes bajas en el Mioceno temprano, el cual registra su primera aparición en un nivel supuestamente equivalente a aquél de *Globigerinatella insueta*. De tal modo, que se redefine la base de la Zona de *Catapsydrax stainforthi*, marcándose con la primera aparición de *Dentoglobigerina altispira*. En cuanto a la cima de la zona, se mantiene el criterio utilizado por Bolli y Saunders (1985) y Berggren *et al.*, 1995 al usar la extinción de *Catapsydrax dissimilis*; éste se

considera un dato confiable y plenamente reconocible en las secciones aquí estudiadas, así como en muestras de subsuelo y superficiales de localidades aledañas en el sur de México (Omaña, 1984; Salmerón, 1986, 1989; González, 1994). Resultados del estudio del nanoplancton calcáreo en la Sección Magnet-1 confirman la presencia de la Zona de *Catapsydrax stainforthi*.

El intervalo comprendido entre la última aparición de *Catapsydrax dissimilis* y la primera aparición de *Praeorbulina sicana* ha sido aquí denominado como la Zona de *Globigerinoides diminutus*. Corresponde a la Zona de *Globigerinatella insueta* de Bolli y Saunders (1985) y a la Zona de intervalo de *Catapsydrax dissimilis-Praeorbulina sicana* de Berggren *et al.*, 1995, definidas ambas en sus bases por la extinción de *Catapsydrax dissimilis* y la cima por la primera aparición de *P. glomerosa glomerosa* y de *Globigerinoides obliquus obliquus* (Bolli y Saunders, 1985) así como por la primera aparición de *P. sicana* (Berggren *et al.*, 1995). Este intervalo comprende la cima del Mioceno temprano, caracterizado por la constante presencia de *Globigerinoides diminutus*. La especie ha sido largamente reconocida como un taxón importante desde el punto de vista bioestratigráfico. Blow (1979) menciona que la especie aparece por vez primera dentro de su Zona N7, pero que sólo se vuelve abundante hasta la zona N8, donde proporciona una guía útil para el reconocimiento de la parte alta del Mioceno temprano, en ausencia de una evidencia más directa. Bolli y Saunders (1985) también mencionan que en latitudes bajas la especie podría considerarse como un buen fósil índice. Observaciones similares son anotadas por González (1994) y Rosales *et al.* (2002), quienes no descartan la posibilidad de que *Globigerinoides diminutus* marque una zona del Mioceno temprano por presentarse en forma abundante en secciones superficiales del NW de Chiapas y el sur de Veracruz. En las secciones aquí estudiadas, la especie es notoriamente abundante en un horizonte que sobreyace a aquél donde se extingue *C. dissimilis*, caracterizado también por una gran diversidad de especies de *Globorotalia*. Elemento importante para la distinción de la zona de *G. diminutus* es, así mismo, la primera aparición de ejemplares del género

Hastigerina, taxón fácilmente distinguible por su enrollamiento planispiral. Al definir la Zona de *Globigerinoides diminutus* para el Mioceno temprano del borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo se elimina la hasta entonces inevitable utilización de la Zona de *Globigerinatella insueta* y su respectivo alcance estratigráfico para identificar la parte alta del Mioceno temprano. Se considera que la Zona de *Globigerinoides diminutus* es una alternativa aceptable para la identificación de la parte alta del Mioceno temprano en las secuencias cenozoicas del Sur de México, tal y como se ha sugerido ya en otras ocasiones.

El límite Mioceno temprano-Mioceno medio es reconocido fácilmente en latitudes bajas gracias a la presencia de la tendencia evolutiva del grupo *glomerosa*. Sin embargo, existe cierta discrepancia con respecto a la cronoestratigrafía definida con base en las primeras apariciones de las transiciones morfológicas que van de *Praeorbulina* a *Orbulina*. A este respecto, Bolli y Saunders (1985) consideran que *P. sicana* forma parte del conjunto de la cima del Mioceno temprano, mientras que Berggren *et al.*, 1995 utilizan la primera aparición de la especie para marcar el límite Mioceno temprano-Mioceno medio, tal y como lo sugieren también Cita y Blow (1969). Tradicionalmente, en México se sigue el criterio de Bolli y Saunders (1985). Sin embargo, es conveniente señalar que los resultados bioestratigráficos de foraminíferos planctónicos y nanoplancton calcáreo, así como los análisis magnetoestratigráficos realizados en este trabajo (ver Cap. 6, págs. 119-122), señalan que *P. sicana* tiene su primera aparición en la base del Mioceno medio, acorde con lo señalado por Berggren *et al.*, 1995. El estudio del nanoplancton calcáreo en la Sección Magnet-3 (ver anexo) de la región de Sayula registra un conjunto que evidencia la parte alta de la Biozona NN4 de *Sphenolithus heteromorphus* de Martini (1971), correspondiente al Mioceno medio basal: *Cyclicargolithus floridanus*, *Sphenolithus heteromorphus*, *S. pseudoheteromorphus*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *R. amplus*, *S. conicus*, *S. moriformis*, *Helicosphaera kamptneri*, *H. burkei*, *H. parallela*, *H. obliqua*, *Coronocyclus nitescens*, *Calcidiscus premacintyreii*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster variabilis*, *D. deflandrei*, *D. subsurculus*, *D. druggi*, *D. variabilis*, *D.*

divaricatus, *D. pentaradiatus*, *D. exilis*, *D. morei*, *D. cf. formosus*, *Umbilicosphaera cricota*, *Pyrocyclus orangensis*, *P. inversus* y *Pontosphaera* sp.. Los resultados del estudio magnetoestratigráfico de la Sección Magnet-3 (Fig. 6-1) indican su relación con la polaridad inversa R1 en el cron C5Cn.1r, la normal N1 al cron C5Cn.1n y la inversa R2 al cron C5Br, equivalentes, así mismo, a la parte basal del Mioceno medio. De este modo, tomando en consideración los estudios bioestratigráficos de foraminíferos planctónicos y nanoplancton calcáreo, aunados a los resultados obtenidos del análisis magnetoestratigráfico, en este trabajo apoya que *P. sicana* es un elemento asignable al Mioceno medio y que su primera aparición es correlacionable con el límite Mioceno temprano-Mioceno medio, tal y como lo establecen Berggren *et al.*, 1995. El límite inferior y superior de la zona de *P. sicana* aquí renombrada están dados por la primera aparición de la especie nominal y por la primera aparición de *Orbulina suturalis*, respectivamente.

El reconocimiento de horizontes correspondientes al Mioceno medio en latitudes bajas se basa, en gran medida, en la evolución rápida de las subespecies del grupo *fohsi*, desde la pequeña y no quillada *peripheroronda* hasta la grande y quillada robusta, dando lugar a 4 biozonas (Bolli y Saunders, 1985; Berggren *et al.*, 1995). En las secciones superficiales aquí estudiadas pudieron diferenciarse únicamente dos biozonas: *Globorotalia (F.) peripheroronda* y *Globorotalia (F.) peripheroacuta*.

La primera aparición de *Orbulina suturalis* y la primera aparición de *Globorotalia (F.) peripheroacuta* definen, respectivamente, la base y cima de la Zona de *Globorotalia foysi peripheroronda*. Bolli y Saunders (1985) utilizan la extinción de *Globigerinatella insueta* para delimitar la base de la zona, mientras que Berggren *et al.*, 1995 opta por usar la primera aparición de *Orbulina suturalis*. El criterio de Bolli y Saunders (1985) no puede ser utilizado aquí para definir la base de la zona debido a que *Globigerinatella insueta* no ha sido encontrada en sedimentos mexicanos. Por el contrario, la primera aparición de *Globorotalia (F.)*

peripheroacuta define claramente el límite superior.

En cuanto a la Zona de *Globorotalia (F.) peripheroacuta*, que constituye el último intervalo bioestratigráfico del Mioceno medio reconocido en el área de estudio, puede mencionarse que se mantiene la definición dada por Berggren *et al.*, 1995 ya que su base, marcada por la primera aparición del taxón nominal, es un evento claramente reconocible en las secciones estudiadas.

El fechamiento isotópico por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de los feldespatos potásicos de las tobas intercaladas en la secuencia de la región de Sayula arrojó datos importantes. La edad absoluta más antigua obtenida corresponde al Triásico y representa contaminantes naturales de feldespato potásico incorporados en la capa de ceniza a partir de los alrededores al momento de la formación de la capa de ceniza misma. Edades jurásicas, cretácicas y paleógenas fueron también reconocidas en los fechamientos, siendo útiles exclusivamente para determinar la proveniencia de los feldespatos potásicos. La edad aparentemente más joven se asigna al intervalo de 8.84 ± 0.04 Ma, equivalente al Mioceno tardío y tendría que considerarse la máxima edad posible para la toba de la muestra MISA-98A. Esta fecha es improbable si se considera que los resultados bioestratigráficos obtenidos en las capas infra y suprayacentes a la toba estudiada indican claramente la presencia de la Zona M2 de Berggren *et al.* (1995), en el rango 21.5-18.8 Ma, correspondiente al Mioceno temprano. Es precisamente en ese límite superior donde se obtuvo la mayor concentración de granos, considerándose esa la máxima edad posible para la toba fechada. Por lo tanto, el dato de 8.84 Ma se puede atribuir claramente a un evento diagenético que pudo haber alterado los feldespatos utilizados en el fechamiento. Así, tomando en cuenta los resultados bioestratigráficos y geocronométricos, la edad de la toba de la muestra MISA-98 A equivale al intervalo 21.5-18.8 Ma, correspondiente a la Zona M2 del Mioceno temprano, de acuerdo a la escala de Berggren *et al.* (1995), muy probablemente más cercana al límite superior alrededor de 18 Ma.

Los resultados del análisis bioestratigráfico permiten afirmar que:

- hay 2 asociaciones microfaunísticas del Oligoceno, diferenciadas por la presencia de *Turborotalia ampliapertura* o *Paragloborotalia opima opima*, acompañadas de *Subbotina gortanii*.
- se reafirma la utilidad de *Turborotalia ampliapertura*, puesta de manifiesto en zonaciones estándar para reconocer sedimentos del Oligoceno.
- no hay *Globigerinatella insueta* en los intervalos estudiados del Mioceno temprano.
- *Globigerinoides diminutus* y *Subbotina gortanii* poseen importancia bioestratigráfica en las secciones estudiadas.
- aquéllos de foraminíferos planctónicos y nanoplancton calcáreo integrados a los obtenidos en los análisis magnetoestratigráficos se precisa que *Praeorbulina sicana* registra su primer evento evolutivo en el límite Mioceno temprano-Mioceno medio y no en la cima del Mioceno temprano, como tradicionalmente se considera en México.
- se distinguen las especies del grupo *fohsi* en las secciones estudiadas.

En resumen, los foraminíferos planctónicos de la Cuenca Salina del Istmo permiten definir niveles cronoestratigráficos, con base en el alcance conocido de algunas de sus especies índice. Los eventos evolutivos de primeras apariciones y extinciones de algunas de las especies permiten zonificar los horizontes estudiados, al tiempo que el estudio del nanoplancton calcáreo, estudios de magnetoestratigrafía y de fechamiento isotópico por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, ayudan, en la mayoría de los casos, a calibrar la edad de algunas especies importantes.

9 IMPLICACIONES GEOLÓGICAS E IMPORTANCIA PETROLERA

El sistema petrolero de una región se define como la conjugación de los elementos y procesos naturales necesarios para la existencia de un yacimiento comercial de aceite y/o gas. Los elementos que definen la existencia de un sistema petrolero son las rocas generadoras, almacén, sello, trampa y el sepultamiento necesario para la generación térmica de hidrocarburos (Guzmán y Holguín, 2001).

Los sistemas generadores de las Cuencas Terciarias del Sureste se han caracterizado por diferentes técnicas geoquímicas, como lo son pirólisis, biomarcadores, modelado de cuencas e isotopía. Así, se ha logrado determinar que la principal roca generadora de los hidrocarburos que actualmente se explotan en la región proviene del Jurásico Superior, en el Tithoniano (Sosa y Clara, 2001; Guzmán, 1999). El Tithoniano comprende un periodo de máxima inundación durante el cual se depositaron sedimentos calcáreos, limosos, ricos en materia orgánica (Salvador, 1991). Esta lutita calcárea es considerada la roca madre más importante en el Sureste de México (González y Holguín, 1991). Presumiblemente, las rocas generadoras estaban confinadas a las áreas de cuenca adyacentes a un gran banco carbonatado y ambientes asociados de plataforma carbonatada desarrollados en el Jurásico y que persistió hasta el Cretácico, tanto en la región de Chiapas como en el Golfo de México.

En la Cuenca Salina del Istmo, la roca almacén corresponde a una serie de areniscas batiales depositadas como turbiditas formando abanicos submarinos con alto contenido de arcilla, baja permeabilidad y porosidades que varían entre 8 y 22%. El espesor neto de las arenas es del orden de 3 a 60 m y pertenecen al Mioceno temprano. El sello está formado por lutitas, las cuales se encuentran interestratificadas entre los cuerpos almacenadores (Oviedo, 1996). Los yacimientos de este play se ubican a profundidades mayores a 4,000 m y las rocas almacenadoras están cargadas indistintamente con aceite ligero o gas y condensado.

El potencial económico de la Cuenca Salina del Istmo

La Cuenca Salina del Istmo tiene una historia petrolera que continúa vigente después de más de un siglo. La exploración de la cuenca dio inicio en 1902, pero es hasta los años 60's que se descubrió el Campo Cinco Presidentes, alcanzando una producción de 150 000 bbl/d. Actualmente, éste es uno de los campos más importantes junto con Ogarrio, Cuichapa, Blasillo, Magallanes, El Plan y Bacal (Soto *et al.*, 2004).

La producción actual en la cuenca es de 39,000 bbl/d de petróleo y 56 millones cfpd de gas extraídos de 48 campos terciarios, con un factor de recuperación acumulado promedio de 22%. Las reservas remanentes de los campos ascienden a 788 millones bbl de petróleo equivalente. En el periodo de 1976 a 2002 no se incorporaron reservas en la cuenca, por lo que en el año 2003 se inició una segunda etapa exploratoria, llegando a descubrirse 8 campos, 6 costa afuera y 2 en la porción terrestre, con reservas de 116 millones de bbl de petróleo equivalente (Soto *et al.*, 2004), correspondiente al 16% de las reservas incorporadas en México durante ese mismo año.

Contribuciones de este estudio

La aplicación de los resultados de estudios geológicos y de evolución paleogeográfica constituyen la única vía para entender el potencial generador de hidrocarburos y el sistema petrolero de la Cuenca Salina del Istmo. Es precisamente en este contexto geológico y paleogeográfico que los estudios micropaleontológicos y bioestratigráficos juegan un papel preponderante por ser los microfósiles el elemento indispensable para fechar y correlacionar las diferentes unidades generadoras, almacenadoras y productoras de hidrocarburos, además de reconstruir el ambiente de depósito.

El trabajo desarrollado en esta tesis aporta información que permite ubicar temporal y espacialmente los sedimentos con importancia petrolera, específicamente aquéllos que constituyen los *plays* miocénicos, equivalente al

intervalo 23.8.2-16.4 Ma. Los resultados del análisis bioestratigráfico, magnetoestratigráfico y de fechamiento isotópico indican que la secuencia aflorante estudiada comprende una parte de la columna del Oligoceno al Mioceno de más de 2000 m de espesor, inferida mediante información sísmica y comprobada mediante pozos petroleros. Así mismo, que las asociaciones microfaunísticas claramente pueden asignarse a ese intervalo, con evidentes muestras de ausencia de sedimentación en el Oligoceno tardío, principalmente. En este contexto, la definición de niveles cronoestratigráficos del Oligoceno temprano, Mioceno temprano y medio, así como la determinación de la ausencia del Oligoceno tardío juega un papel importante para entender el marco cronoestratigráfico y sedimentario del borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo.

Debido a la complejidad estructural de la región y a la presencia de sal alóctona, se han considerado principales factores de riesgo la efectividad del sello, migración y tiempo (Robles *et al.*, 2004). A este respecto, la presencia de diques clásticos en el área de estudio se considera un factor de riesgo adicional no considerado con anterioridad. Desde un punto de vista tectónico, las intrusiones clásticas a gran escala son comúnmente reportadas en ambientes activos con altas tasas de sedimentación, sistemas sedimentarios dominados por litologías finas y donde la presencia de esfuerzo tectónico facilita el desarrollo de presiones de fluido elevadas dentro de los sedimentos (Jolly y Lonergan, 2002). Recientemente, las intrusiones clásticas han adquirido un significado de importancia económica debido a que los procesos implicados en la inyección pueden complicar la identificación, definición y entendimiento de importantes yacimientos de hidrocarburos (Shoulders y Cartwright, 2004). Estos procesos pueden producir cambios en la geometría del yacimiento por inclinación de la geometría original del mismo, inyectar arena a través de fallas a lo largo de los márgenes del yacimiento, o bien alterar la conectividad entre unidades del yacimiento previamente aisladas (Jenssen *et al.*, 1993; Lonergan *et al.*, 2000; Molyneux *et al.*, 2001). Los resultados obtenidos en este trabajo contienen datos

micropaleontológicos tanto de la secuencia sedimentaria intrusionada como de la arena que forma los diques y los clastos inmersos en ellos. Las edades proporcionadas por los foraminíferos planctónicos encontrados permitieron determinar la posición estratigráfica de la fuente de los sedimentos que formaron las inyecciones clásticas, la relación de edad que guarda con las rocas sedimentarias atravesadas e inferir indirectamente que el espesor atravesado por dichas inyecciones fue aproximadamente de 900m.

En el área de Sayula se documentó una sección geológica pliocénica con unidades de arenas, lutitas y cuerpos de caliza con ostreas que parece representar parasecuencias de una secuencia de HST (highstand systems tract) progradante. Estos cuerpos litológicos son considerados como importantes rocas almacenadoras de hidrocarburos; por posición estratigráfica se encuentran por debajo de horizontes de lutitas y margas que se han identificado de manera regional como la roca sello de los yacimientos ahí explotados.

Para la localidad de San Miguel se reportan e ilustran eventos de sedimentación clástica asociada a desarrollo de bancos calcáreos de tipo arrecifal durante el Oligoceno. Este es uno de los pocos ejemplos en nuestro país donde se puede observar el desarrollo contemporáneo de bancos calcáreos y cuerpos de rocas terrígenas. Estos depósitos pueden ser importantes para entender los procesos sedimentarios asociados a fluctuaciones del nivel del mar a finales del Paleógeno.

En un plazo corto estarán perforándose numerosos pozos en la Cuenca Salina del Istmo con el fin de continuar la reexploración de la región en búsqueda de hidrocarburos. Se espera que la contribución desde el punto de vista bioestratigráfico de este trabajo pueda incorporarse, en el mejor de los casos, al trabajo exploratorio en el afán de entender mejor la estratigrafía del área y zonas aledañas.

CONCLUSIONES

Foraminíferos planctónicos vs Bioestratigrafía

El estudio bioestratigráfico de las secciones superficiales del borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo permite concluir lo siguiente:

- La presencia de *Turborotalia ampliapertura* o *Paragoborotalia opima opima* ayuda al reconocimiento de 2 asociaciones microfaunísticas dentro del Oligoceno, confirmando su utilidad como biocronomarcadores planctónicos.
- La ausencia de *Globigerinatella insueta* en el área de estudio corrobora observaciones previas para el SE de México, por lo que se sugiere la distribución de otras especies para reconocer este intervalo de tiempo en el Mioceno temprano.
- Especies no consideradas en zonaciones estándar -como *Globigerinoides diminutus* y *Subbotina gortanii*- demuestran su importancia bioestratigráfica en intervalos sin presencia de índices zonales clásicos, por lo que deben ser calibradas en el Sureste de México.
- De acuerdo con su registro en el área de estudio, *Praeorbulina sicana* tiene su primera aparición estratigráfica en el Mioceno temprano-Mioceno medio y no en la parte alta del Mioceno temprano como lo establecen Bolli y Saunders (1985).
- Su integración con los resultados magnetoestratigráficos permite colocar las secciones Magnet-1 y Magnet-2 en el Mioceno temprano, mientras que la Sección Magnet-3 abarca el límite Mioceno temprano-Mioceno medio. Este último coincide con la primera aparición de *Praeorbulina sicana*, corroborando los resultados biocronológicos.

- Se demuestra que el horizonte volcánico vitroclástico expuesto en el área de Sayula se depositó en un ambiente marino durante el Mioceno temprano en el intervalo comprendido en la Zona M2 de *Catapsydrax dissimilis* (21.5-18.8 Ma).

Foraminíferos planctónicos vs Implicaciones geológicas

El estudio de los foraminíferos planctónicos permite deducir que:

- Los diques emplazados en la secuencia margosa constituyen un claro ejemplo de inyecciones clásticas en sedimentos marinos de aguas profundas.
- Dichos diques tienen un límite mínimo de tiempo de intrusión que equivale aproximadamente a 17.3 Ma, correspondiente a la parte alta del Mioceno temprano, dado con base a la edad más joven proporcionada por la microfauna.
- La arena de los diques provino de niveles estratigráficos inferiores -al menos del Oligoceno y quizá Eoceno- y se inyectó hacia arriba a través de un gradiente de presión litostática ejercida por el grueso paquete sedimentario, aprovechando así mismo fracturas o planos de debilidad originados en la etapa compresiva a finales del Mioceno temprano. Se estima que la inyección atravesó una columna estratigráfica de al menos 900 m.
- El evento de sedimentación clástica asociada al desarrollo de bancos calcáreos arrecifales durante el Oligoceno mencionados en el presente estudio es un ejemplo donde se puede observar el desarrollo contemporáneo de bancos calcáreos y cuerpos de rocas terrígenas. Se

concluye que estos depósitos pueden ayudar a descifrar los procesos sedimentarios asociados a fluctuaciones del nivel del mar a finales del Paleógeno.

- La Sección Sayula C-Ostreas parece representar parasecuencias de una secuencia de HST (highstand systems tract) progradante; las observaciones aquí presentadas pueden servir de base para el estudio de dichos cuerpos litológicos, considerados como importantes rocas almacenadoras de hidrocarburos; por posición estratigráfica se encuentran por debajo de horizontes de lutitas y margas que se han identificado de manera regional como la roca sello de los yacimientos ahí explotados.

Foraminíferos planctónicos vs Importancia petrolera

- Este trabajo es una aportación al conocimiento bioestratigráfico del Sureste de México, basado conjuntamente en la investigación previa y observaciones recientes, cuyos resultados pueden servir en las tareas futuras de exploración petrolera en el área, muy especialmente para fechar con mayor precisión las unidades almacenadoras de hidrocarburos y las que las rodean.

REFERENCIAS

- Acuña, G.M., 1980, Bioestratigrafía del subsuelo de la porción norte de la Provincia de Huimanguillo-Comalcalco, Tab., Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Exploración, Proyecto C-1053 (inédito).
- Akers, W.H., 1979, Planktic foraminifera and calcareous nannoplankton biostratigraphy of the Neogene of Mexico. Part I-Middle Pliocene. *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, Vol. 15 (I), 32 p.
- Akers, W.H., 1984, Planktic foraminifera and calcareous nannoplankton biostratigraphy of the Neogene of Mexico. Part II-Lower Pliocene. *Tulane Studies in Geology and Paleontology*, Vol. 18, p. 21-36.
- Alexander, E. C., Jr., Mickelson, G. M., and Lanphere, M. A., 1978, Mmhb-1: a new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard *in* Zartman, R. E. (Ed.) Short papers of the fourth international conference, geochronology, cosmochronology, and isotope geology: U.S. Geological Survey Open-File Report 78-701, p. 6-8.
- Alva, V. L.M., Rosales Domínguez, M.C., Benammi, M., Grajales Nishimura, N. M., Gogitchaichvili, A. y Urrutia, F. J., 2002, Reconnaissance microfossil and magnetic stratigraphy of the Miocene Sayula-Isla sequence, Veracruz, Mexico: *Geofísica Internacional*, Vol. 41, Núm. 2, p. 151-161
- Alvarez, Jr., M., 1950, Síntesis Geológica de la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, Vol. II, No. 7, p. 445-452.
- Barreda, G. A., 1956, Informe Geológico No. 433, Zona Sur, Estructura de Achotal, Ver. (inédito).
- Berggren, W. A., 1973, The Pliocene Time Scale: Calibration of Planktonic Foraminifera and Calcareous Nannoplankton Zones: *Nature*, v. 243, p. 391-397.
- Berggren, W. A., 1977a, Late Neogene Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy of the Rio Grande Rise (South Atlantic): *Marine Micropaleontology*, v.2, p. 265-313.
- Berggren, W. A., 1977b, Late Neogene Planktonic Foraminiferal biostratigraphy of DSP Site 357 (Rio Grande Rise): Washington, D. C., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 29, p. 591-614.
- Berggren, W.A., Aubry, M-P., and Hamilton, N., 1983, Neogene magnetostratigraphy of DSDP Site 516 (Rio Grande Rise, South Atlantic): Washington, D.C., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 72, p. 675-706.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C.C., Aubry, M., 1995, A Revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy *in* Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M-P. & Hardenbol, J. (Eds.): *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation: SEPM Special Publication No. 54*, p. 129-212.
- Berggren, W.A. and Miller K.G., 1988, Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology: *Micropaleontology*, V. 34, p. 362-380.

Blow, W.H., 1959, Age, correlation, and biostratigraphy of the Upper Tocuyo (San Lorenzo) and Pozon formations, Eastern Falcon, Venezuela: *Bulletin of American Paleontology*, v. 39, no. 178, p. 67-251.

Blow, W.H., 1969, Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy: International Conference Planktonic Microfossils, 1st, Geneva 1967, Proc., v. 1, p. 199-422.

Blow, W. H., 1979, The Cenozoic Globigerinida: A Study of the Morphology, Taxonomy, Evolutionary Relationships and the Stratigraphical distribution of Some Globigerinida (mainly Globigerinacea): Leiden, E. J. Brill (3 vols.), 1462 p.

Blow, W.H. & Banner, 1966, The morphology, taxonomy and biostratigraphy of *Globorotalia barisanensis* LeRoy, *Globorotalia fohsi* Cushman and Ellisor, and related taxa: *Micropaleontology*, v. 12, p. 286-303.

Bolli, H. M., 1957, The genera *Globigerina* and *Globorotalia* in the Paleocene-lower Eocene Lizard Springs Formation of Trinidad, B.W.I.: *United States National Museum Bulletin* 215, p. 51-81.

Bolli, H.M., 1957b, Planktonic foraminifera from the Oligocene-Miocene Ciperó and Lengua formations of Trinidad, B.W.I.: *Bulletin United States Natural Museum*, v. 215, p. 97-123.

Bolli, H.M., 1966, Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera: *Boletín informativo, Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo*, v. 9, p. 3-32.

Bolli, H.M., 1967, The subspecies of *Globorotalia fohsi* Cushman and Ellisor and the zones based on them: *Micropaleontology*, v. 13, p. 502-512.

Bolli, H.M., Beckmann, J-P. and Saunders, J.B., 1994. Benthic foraminiferal biostratigraphy of the south Caribbean region: Cambridge University Press, 408 p.

Bolli, H.M. and Saunders, J.B., 1985, Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera in Bolli, H.M., Saunders, J.B. and Perch-Nielsen, K. (Eds.): *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press, p. 155-262.

Böse, E., 1910, Zur jungtertiären Fauna von Tehuantepec. Part I, Stratigraphie, Beschreibung und Vergleich mit amerikanischen Tertiärfaunen. Kaiserlich-Königlichen Geologisch Reichsanstalt Wien, Jahrbuch, v. 60, p. 215-255.

Bosence, D.W.J. and Allison, P.A., 1995, A review of marine palaeoenvironmental analysis from fossils in Bosence, D.W.J. & Allison, P.A. (eds.), *Marine Palaeoenvironmental analysis from fossils*, Geological Society Special Publication No. 83, p. 1-5.

Burnett, B.J., 1922, Informe de Reconocimiento Geológico en la parte superior de los ríos Uzpanapa y Nanchital, Cantón de Minatitlán, Estado de Veracruz (inédito).

Burnett, B.J., 1923, Detailed Geological Survey of the "Concepcion Quadrangle". Informe Geológico No. 28, PEMEX, Zona Sur, 4 p. (inédito).

Butler, R.F., and Opdyke, N.D., 1979, Magnetic polarity stratigraphy: Review of Geophysics and Space Physics, v. 17, p. 235-244.

Caballero, H. G. y López, V. H., 1990, Prospecto Tecpatán, Informe Geológico No. 949, Zona Sureste, Pemex, 81 p. (inédito).

Cabrera, C.R. y Lugo, J.E., 1984, Estratigrafía-Sedimentología de las Cuencas Terciarias. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. XXXVI, Núm. 2, p. 3-55.

Carfantan, J.C., 1986, Du Systeme Cordillérain Nord-Américain du Domaine Caraibe: Etude Géologique du Mexique Meridional. Mémoire de Thèse de Doctorat d'Etat des Sciences. Université de Savoie, Chambéry, 1-558.

Castillo Tejero, C., 1955, Bosquejo estratigráfico de la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. VII, Nos. 5-6, p. 173-212.

Caus, E. & Serra-Kiel, 1992, Macroforaminifers: Estructura, Paleoecología I Biostratigrafía: Monografies num. 2, Publicacio del Servei Geologic de Catalunya, 211 p.

Cebula, G. T., Kunk, M. J., Mehnert, H. H., Naeser, C. W., Obradovich, J. D., and Sutter, J. F., 1986, The Fish Canyon Tuff: A potential standard for the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and fission track dating methods: Terra Cognita, v. 6, n. 2, p. 140.

Channell, J.E.T., W. Lowrie, P. Piali, and E. Venturi, 1984, Jurassic magnetic stratigraphy from Umbrian (Italian) land section: Earth Planet. Sci. Lett., 68, p. 309-325.

Chirinos, G., 1976, Prospecto Ostuacán, Chiapas. Informe Geológico No. 710, Zona Sur, Pemex, 58 p. (Inédito).

Cita, M.B., 1968, Report of the Working Group Micropaleontology, Gac. Geologica, Ser. 2, Vol. 35, 2, p. 1-22.

Cita, M.B. and Blow, W.H., 1969, The biostratigraphy of the Langhian, Serravallian and Tortonian stages in the type-sections in Italy: Rivista Italiana Paleontologia, v. 75, p. 549-603.

Contreras, H. y Castellón, M., 1956, Morfología y origen de los domos salinos del Istmo de Tehuantepec, Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. XII, Nos. 7-8, p.221-242.

Contreras, H. y Castellón, M., 1960, Reseña de la Geología del Sureste de México *en* Geología General de la Sierra Madre Oriental entre México, D.F. y Córdoba, Veracruz. Excursión C-7, 20th International Geological Congress, p. 39-122.

Cushman, J. A. and Stainforth, R. M., 1945, The Foraminifera of Cipero Marl Formation of Trinidad, British West Indies: Washington, D.C., Cushman Laboratory for Foraminiferal Research Special Publication 14, 75 p.

Cushman, J.A. and Renz, H.H., 1947, The foraminiferal fauna of the Oligocene, Ste. Croix Folrmation of Trinidad, B.W.I.: Special Publication of the Cushman Laboratory, v. 22, p. 1-46.

Dalrymple, G. B., Alexander, E. C., Lanphere, M. A., and Kraker, G. P., 1981, Irradiation of samples for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating using the Geological Survey TRIGA reactor: U.S. Geological Survey Professional Paper 1176, 55 p.

Deino, A. L., 2001, Users manual for Mass Spec v. 5.02: Berkeley Geochronology Center Special Publication 1a, 119 p.

Frost, S.H., 1981, Oligocene reef coral biofacies of the Vicentin, NE Italy *in* Toomey, D.F. (ed.) European Fossil Reef Models: SEPM, Tulsa (OK), Vol. 30, p. 483-541.

Galloway, W.E.D. Bebout, D.G., Fisher, W.L., Dunlap, J.B. Jr., Cabrera-Castro, R., Lugo-Rivera, J., and Scott, T.M., 1991, Cenozoic *in* Salvador, A. (Ed.) The Gulf of Mexico Basin, Geological Society of America, J: p. 245-324.

García-Mondéjar, J., 1990, Sequence analysis of a marine Gilbert-type delta, La Miel, Albian Lunada Formation of northern Spain *in* Colella, A. & Prior, D.B. (Ed.): Coarse-grained Deltas, Special Publication of the International Association of Sedimentologists, p. 255-269.

García, T.N., 1950, Bosquejo Geológico del Istmo de Tehuantepec: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. II, No. 7, p. 435-444.

Gibson, J.B., 1936, Estratigrafía y tectónica de la zona costera del Golfo entre el 19° 34' latitud norte y el Río Coatzacoalcos, Veracruz. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol. 9, No. 5, p. 271-289, 1 table, 1 map.

González, L. J.C., 1994, Estudio bioestratigráfico de una secuencia arcillo-arenosa del Neógeno basado en foraminíferos planctónicos y bentónicos. Tesis de Maestría de la Unidad de Posgrado de la ESIA-Ticomán, México, D.F., 120 p. 11 láms.

González, R. And N. Holguín, 1991, Geology of the source rocks in México, *in* L. Montadett & A. Ortiz (Eds.), Advances in Exploration technology: Proceedings of the 13th World Petroleum Congress, Buenos Aires, p. 95-104.

Grimsdale, T.F. y Barker, R.W., 1935, Range of the more important Foraminifera in the Isthmus of Tehuantepec: Petróleos Mexicanos, Informe Geológico No. 330 (inérito).

Grimsdale, T.F. and Van Morkhoven, F.P.C.M., 1955, The ratio between pelagic and netonic foraminifera as a means of estimating depth of deposition of sedimentary rocks: 4th World Petroleum Congress Proceedings, Rome, 1/D (4), p. 473-491.

Guzmán, B.A., 1999, Estado de la Exploración Petrolera en México, Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. XLVIII, Nos. 1-2, p. 16-42.

Guzmán, V., M.A. y Holguín, Q.N., 2001, El concepto de Sistema Petrolero y la Geoquímica Orgánica en México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. XLIX, 1-2, p. 10-13.

Guzmán-Vega, M.A. and M.R. Mello, 1999, Origin of Oil in the Sureste Basin, México: AAPG Bulletin, v. 83, No. 7 (July), p. 1068-1095.

Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, J.M., Jacquin, T., de Graciansky, P.-C., and Vail, P.R., 1998, Cenozoic sequence chronostratigraphy *in* Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T., and Vail, P.R. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic framework of European Basins: SEPM Special Publication 60, 786 p., 8 charts.

Heller, F.W., Lowrie, H. Li and J. Wang, 1988, Magnetostratigraphy of the Permo-Triassic boundary section at Shangai: Earth Planet. Sci. Lett., 88, p. 348-356.

Howarth, R.J. and McArthur, J.M., 1997, Statistics for Strontium Isotope Stratigraphy: A Robust LOWESS Fit to the Marine Sr-Isotope Curve for 0 to 206 Ma, with Look-up Table for Derivation of Numeric Age: Journal of Geology, v. 105, No. 4, p. 441-456.

Jenssen, A.I., Bergslien, D., Rye-Larsen, M., Lindholm, R.M., 1993, Origin of complex mound geometry of Paleocene submarine-fan reservoirs, Balder Field, Norway, *in* Parker, R.J. (ed.),

Petroleum geology of Northwest Europe: Proceedings of the 4th Conference: Geological Society of London, 123-133.

Jolly, R.J.H., Lonergan, L., 2002, Mechanisms and controls on the formation of sand intrusions: Journal of the Geological Society, London, 159, 605-617.

King, J.W. & Channell, J.E.T., 1991, Sedimentary magnetism, environmental magnetism and magnetostratigraphy: Review of Geophysics, v., p. 358-370.

Kohl, B., 1985, Early Pliocene Benthic Foraminifers from the Salina Basin, southeastern Mexico: Bulletin of American Paleontology, v. 88, un. 322, 173 p.

Kunk, M. J., Sutter, J. F., and Naeser, C. W., 1985, High-precision ⁴⁰Ar/³⁹Ar Ages of Sanidine, Biotite, Hornblende, and Plagioclase from the Fish Canyon Tuff, San Juan Volcanic Field, South-central Colorado: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 17, p. 636.

Kunk, M. J., Winick, J. A., Stanley, J. O., 2001, ⁴⁰Ar/³⁹Ar Age-Spectrum and Laser Fusion Data for Volcanic Rocks in West Central Colorado: U.S. Geological Survey, Open-File Report 01-472, 94 p.

Loeblich, Jr. A.L. and Tappan, H., 1988, Foraminiferal genera and their classification: Van Nostrand Reinhold, New York, 970 p.

Lonergan, L., Lee, N., Johnson, H.D., Cartwright, J.A., Jolly, R.J.H., 2000, Remobilization and injection in deepwater depositional systems: implications for reservoir architecture and prediction, *in* Wiemer, P., Slatt, R.M., Coleman, J. & 5 others (eds.), Deep water reservoirs of the world, Gulf Coast Section of the Society for Sedimentary Geology, GCSSEPM Foundation, 20th Annual Bob F. Perkins Research Conference, 515-532.

López Ticha, D., 1976, Prospecto Tonalapa-San Juan Evangelista, Estado de Veracruz, Pemex (inédito).

Lugo, R., J.E., 1970, Estudio bioestratigráfico y paleoambiental de las secciones de detalle III (Río Playas), IV (Los Amates) y VI (Ostuacán), del Proyecto Cenozoico, Area Huimanguillo. Suptcia. Gral. De Exploración, Depto. de Estudios Paleosedimentarios, Zona Sur, Pemex, 13 p. (Inédito).

Lugo, R., J.E., 1985, Biostratigraphy and Foraminifera of the Neogene Coatzacoalcos Formation in the Isthmian Salt Basin, Southeastern Mexico. M. Sc. Thesis, University of Texas at Austin, 156 p.

Maldonado, M. y Paz, B., 1992, Estudio de detalle estructural en el Prospecto Tenochtitlan-Chalchijapan: PEMEX, Gerencia de Exploración Región Sur, Residencia Coatzacoalcos, Informe Geológico R. S. 1134, 71 p., figuras y anexos.

Martini, E., 1971, Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation *in* Farinace A. (Ed.), Proceedings of the 2nd Planktonic Conference, Rome, 1970, Edizioni Tecnoscienza, Rome, p. 739-785.

Meneses, R.J., 1991, Tectonic development of the Ixtapa graben, Chiapas, Mexico: Ph. D. dissertation, University of Texas at Austin, 308 p.

Molyneux, S.J.M., Cartwright, J.A., Lonergan, L., 2001, Large scale deepwater sediment remobilization: examples from North Sea 3D seismic and outcrop: Canadian Society of Petroleum Geologists, Rock the Foundation Convention. June 18-22. 009-1009-11.

Morozova, V.G., 1960, Zonal Stratigraphy of Danian-Montian beds of the U.S.S.R. and the Boundary Between the Cretaceous and the Paleogene: International Geological Congress, XXI Session, Doklady Soviet Geologists, v. 5, p. 83-100 (in Russian, extend English Abstract).

Murillo, M. G. y Navarrete, O., 1992, Integración petrológico-geocronológica del basamento ígneo y metamórfico del Istmo de Tehuantepec. IMP, Subdirección de Tecnologías de Exploración, Proyecto CAO-2024 (inédito).

Navarro, B. F., 1990, Interpretación Geológico-Geofísica de la Región Sal Somera, Estado de Veracruz. Tesis de Maestría. División de Estudios de Posgrado (exploración), Facultad de Ingeniería, UNAM, 84 p., apéndices.

Nicolás, L. R. y J. Robles N., 1990, Prospecto Hoja Minatitlán, Informe No. 1113, Plano No. 8388, Petróleos Mexicanos, Coord.. Regional de Dttos. De Exploración Zona Sur (inédito).

Nuttall, W.L., 1928, Infome paleontológico de los Foraminíferos del Centro y Este del Istmo (inédito).

Ogg, J.G. & Lowrie, W., 1986, Magnetostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary: *Geology*, v. 4, p. 547-550.

Omaña, P.L., 1984, Estudio bioestratigráfico del Terciario en el Prospecto Río Juanes, Parte I: Terciario. Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Exploración, Proyecto C-1149 (inédito).

Omaña, P.L., 1987, Estudio bioestratigráfico del Oligoceno-Mioceno en el Prospecto Miguel Angel Centeno: Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Exploración, Proyecto C-5011 (inédito).

Oviedo, P.A., 1996, Evolución neógena de las cuencas terciarias del Sureste: México, D.F., Facultad de Ingeniería, División de Estudios de Posgrado, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 91 p.

Paz, A.B., 1998, Modelo tectónico sedimentario del Proyecto Papaloapan "B" del Activo de Exploración Salina: *Revista de Ingeniería Petrolera*, mes de julio, 48-63.

Pemex-IMP, 2000, Tabla Paleobatimétrica General de las Áreas Petroleras de México. Proyecto de Integración Bioestratigráfica (Grupo de Especialistas en Paleontología). Reporte Interno PEMEX-IMP (inédito).

Perrin, C., Bosence, D. W.J. & Rosen, B., 1995, Quantitative approaches to paleozonation and paleobathymetry of corals and coralline algae in Cenozoic reefs: *in* Bosence, D.W.J. & Allison, P.A. (eds.), *Marine Palaeoenvironmental analysis from fossils*, Geological Society Special Publication No. 83, p. 181-230.

Picou, E.B. Jr., Perkins, F.B., Rosen, N.C. and Nault, M.J., 1999, Gulf of Mexico Basin Biostratigraphic index microfossils: a geoscientist's guide, parts I and II (Foraminifers): Gulf Coast Section SEPM Foundation.

Poore, R.Z., 1984, Middle Eocene through Quaternary planktonic foraminifers from the Southern Angola Basin: Deep Sea Drilling Project Leg 73 *in* Hsü, K.J., LaBrecque, J.L. (Ed.): *Initial Reports on the Deep Sea Drilling Project, Volume 73:429-448*. Washington, D.C. U.S. Government Printing Office.

Quezada, J.M., 1978, Prospecto Jesús Carranza, Ver., Informe Geológico No. 722. Zona Sur, PEMEX (Inédito).

Quezada, J.M., en progreso, Marco geológico regional del Sureste de México.

Quezada, J.M., López, A.F. y Jofre, M.A., 1981, Prospecto La Unión, Chiapas: Informe Geológico No. 802, Zona Sur, PEMEX, 86 p. (inédito).

Reading, H.G., 1996, *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Great Britain, 688 p.

Robles, J., Pliego, E., Toldedo, C., Pimienta, M., Ortega, V., Martínez, B. & Heredia E., 2004, Offshore Neogene plays, Salina del Istmo Basin, Southeast of Mexico: AAPG International Conference. October 24-27, Cancún Mexico, Abstracts.

Rosales, D., M.C., González, J.C., Carreño, A.L. y Alvarado, J., 2002, Foraminíferos planctónicos del Oligoceno en el Sureste de México, VIII Congreso Nacional de Paleontología, Museo de Paleontología de Guadalajara "Federico A. Solórzano", noviembre 13-15, Guadalajara, Jalisco (México), p. 78.

Rosales, D., M.C., Grajales, N., J.M. y Carreño, A.L. (en prensa) Foraminíferos planctónicos en diques clásticos inyectados en la secuencia miocénica del borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*.

Salazar, M.G., 1988, Tertiary zonation based on planktonic foraminifera from the Marine Region of Campeche, Mexico *in* Longoria, J.F. and M. A. Gamper (Eds.): *International Symposium on Foraminifera, Forams '98, July 5: Sociedad Mexicana de Paleontología, Abstracts with Programs, Special Publication*, p. 94.

Salazar, M.G., 2001, Tertiary zonation based on planktonic foraminifera from the Marine Region of Campeche, Mexico *in* C. Bartolini, R.T. Buffler, and A. Cantú-Chapa (Eds.): *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: AAPG Memoir 75*, p 397-419.

Salmerón, U.P., 1976, Estudio estratigráfico de la Cuenca de Huimanguillo, Tabasco: Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Exploración, Proyecto C-1001 (inédito).

Salmerón, U.P., 1986, Estudio bioestratigráfico del Terciario en Comalcalco. Macuspana: Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Exploración, Proyecto C-5007 (inédito).

Salmerón, U.P., 1989, Integración e Interpretación Bioestratigráfica de las Cuencas Terciarias de la Zona Sureste y Norte de la Sierra de Chiapas: Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Exploración, Proyecto C-5021 (inédito).

Salvador, A., 1991, Origin and development of the Gulf of México Basin *in* *The Gulf of Mexico Basin. The Geology of North America* (Ed. A. Salvador), vol. J, GSA, p. 389-444.

Sánchez, R. M. A., González, L. J. C., Gómez, P. J. A. y Viñas, G. F., 1991, Investigación Taxonómica y Bioestratigráfica del Nanoplancton Calcáreo en las Cuencas Neógenas del Sureste de México. Parte I. Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Exploración, Proyecto CAO-5516 (inédito).

Sánchez R. M. A., González, L. J. C. y Lara, C.E., 1992, Investigación Taxonómica y Bioestratigráfica del Nanoplancton Calcáreo en las Cuencas Neógenas del Sureste de México. Parte II. Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Exploración, Proyecto CAO-1401 (inédito).

Sansores, J.C. y Flores, C., 1972, Foraminíferos bentónicos del Terciario Superior de la Cuenca Salina del Istmo de Tehuantepec: Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Exploración, 270 p.

Santiago Acevedo, J., 1962, Estructuras de la porción occidental del Frente de la Sierra Madre de Chiapas: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. XIV, Núms. 5-6, p. 111-134.

Shoulders, S., Cartwright, J., 2004, Constraining the depth and timing of large-scale conical sandstone intrusions: *Geology*, 32 (8), 661-664.

Smith, F.D., 1955, Planktonic foraminifera as indicators of depositional environment: *Micropaleontology*, Vol. 1, p. 147-151.

Snee, L. W., Sutter, J. F., and Kelly, W. C., 1988, Thermochronology of economic mineral deposits: Dating the stages of mineralization at Panasqueira, Portugal, by high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum techniques on muscovite: *Economic Geology*, v. 83, p. 335-354.

Sosa, P. A. y L. Clara V., 2001, Subsistemas Generadores del Sureste de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. XLIX, Nos. 1-2, p. 85-104

Soto, C.A., Ortega, G.V. & Mora, O.G., 2004, Present and future of the Salina del Istmo Basin and its offshore extension into the Gulf of Mexico: AAPG International Conference. October 24-27, Cancún Mexico, Abstracts.

Spencer, J.W., 1898, Great changes of level in Mexico and the interoceanic connections: *Bulletin Geological Society of America*, v. 9, p. 13-34, láms. 1-5.

Stainforth, R.M. & Lamb, J.L., 1981, An evaluation of planktonic foraminiferal zonation of the Oligocene: *University of Kansas Paleontological Contributions*, Article 62, p. 1-425.

Stainforth, R.M., Lamb, J.L., Luterbacher, H., Beard, J.H. and Jeffords, R.M., 1975, Cenozoic Planktonic Foraminiferal Zonation and Characteristics of Index Forms: *Laurence, University of Kansas, Paleontological Contributions* 62, p. 1-425 (in two parts).

Steiger, R. H., and Jäeger, E., 1977, Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, p. 359-363.

Subbotina, N., 1953, Fossil foraminifers of the USSR: Globigerinidae, Globorotaliidae, Hantkeninidae (traducción del ruso al inglés): *Collet's Ltd., London and Wellingborough*.

Thalman, H.E., 1935, Stratigraphie Wertvolle foraminifera im Tertiär des Coatzacoalcos-VECKENS (Isthmus of Tehuantepec): *Ecoglae Helvetia*, v 28, No. 2, p. 592-598.

Torres, V.R., (in progress), *Sedimentology, Petrology and Diagenesis of the Miocene Reservoir Sandstones, Salina Basin, Southern Gulf of Mexico*, The University of Texas at Austin, PhD. Dissertation.

Torres, Z., A., 1987, Prospecto Mata Verde, Informe Geológico Zona Sur No. 1022, PEMEX, 93 p., planos y anexos (inédito).

Toula, F., 1909, Die jungtertiäre fauna von Gatun am Panama Kanal und die von Emil Böse beschriebene Pliocanfauna Sudmexikos (Isthmus von Tehuantepec und Tuxtepec) : *Verband d. K.K. Geol. Reichsanstalt*, v. 59, no. 7, p. 159-161.

Tschopp, H. J., 1924, Report on the Tertiary Stratigraphy of the Isthmus of Tehuantepec (inédito).

Van Morkhoven, F.P.C.M., Berggren, W.A. and Edwards, A.S., 1986, Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera: Bull. Centres Rech. Expl.-Production Elf Aquitaine, Memoire 11, 421 p.

Viniegra, F., 1965, Geología del Macizo de Teziutlán y la Cuenca Cenozoica de Veracruz, Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. XVII, Nos. 7-12

Viñas, F., 1979, Zonación del Nanoplancton calcáreo del Terciario en el área de Huimanguillo. Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Exploración, Proyecto C-3041(inédito).

Weaber, P., 1922, Study of Agreement in Isthmus Salt Dome Structure outlines by Eotvos torsion balance with structure inferred from wells and geology study (inédito).

ANEXO

Apéndice micropaleontológico

	Pág.
Sección estratigráfica La Colonia	A
Sección estratigráfica Zanja Seca	A
Sección estratigráfica San Miguel	B
Sección estratigráfica Playa Ganado	C
Sección estratigráfica Sayula E-Diques	C
Sección estratigráfica Puente Vistahermosa	E
Sección estratigráfica Magnet-1	F
Sección estratigráfica Flanco W ASJE	G
Sección estratigráfica Magnet-2	G
Afloramiento Sayula F-Tobas	H
Sección estratigráfica Magnet-3	H
Sección estratigráfica Michapan	J
Sección estratigráfica Sayula C-Ostreas	K

Sistemática

<i>Globorotalia (Fohsella) peripheroacuta</i>	M
<i>Globorotalia (Fohsella) peripheroronda</i>	N
<i>Globorotalia (Jenkinsella) mayeri</i>	N
<i>Paragloborotalia opima nana</i>	O
<i>Paragloborotalia opima opima</i>	O
<i>Turborotalia ampliapertura</i>	P
<i>Catapsydrax dissimilis</i>	P
<i>Catapsydrax stainforthi</i>	Q
<i>Dentoglobigerina altispira</i>	R
<i>Dentoglobigerina euapertura</i>	R
<i>Dentoglobigerina yeguaensis</i>	S
<i>Globoquadrina dehiscens</i>	S
<i>Globoquadrina sellii</i>	T
<i>Globoquadrina tripartita</i>	T
<i>Subbotina gortanii</i>	U
<i>Globigerina angulisuturalis</i>	V
<i>Globigerina ciperoensis</i>	V
<i>Globigerina venezuelana</i>	W
<i>Globigerinella obesa</i>	W
<i>Globigerinoides altiapertura</i>	X
<i>Globigerinoides bisphericus</i>	X
<i>Globigerinoides diminutus</i>	Y
<i>Globigerinoides primordius</i>	Y
<i>Globigerinoides ruber</i>	Z
<i>Globigerinoides trilobus</i>	Z
<i>Orbulina suturalis</i>	AA
<i>Orbulina universa</i>	AA
<i>Praeorbulina glomerosa</i>	BB
<i>Praeorbulina sicana</i>	BB
<i>Praeorbulina transitoria</i>	CC

Láminas

Lámina I (1-20)	DD
Lámina II (1-20)	EE

Artículos

Alva-Valdivia, L. M., Rosales-Domínguez, M.C., Benammi, M., Grajales-Nishimura, J. M., Gogitchaichvili, A. and Urrutia, F. J., 2002, Reconnaissance microfossil and magnetic stratigraphy of the Miocene Sayula-Isla sequence, Veracruz, Mexico: *Geofísica Internacional*, Vol. 41, Núm. 2, p. 151-161.

Rosales-Domínguez, M.C., Grajales-Nishimura, J. M. y Carreño, A. L., 2005, Foraminíferos planctónicos en diques clásticos inyectados en la secuencia miocénica del borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, no.3, p. 419-428.

Reconnaissance microfossil and magnetic stratigraphy of the Miocene Sayula-Isla sequence, Veracruz, Mexico

Luis M. Alva-Valdivia¹, María Carmen Rosales^{2,3}, Mouloud Benammi¹, Manuel Grajales-Nishimura³, Avto Gogitchaichvili¹ and Jaime Urrutia-Fucugauchi¹

¹ *Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear, Instituto de Geofísica, UNAM, México, D. F., MEXICO.*

² *Instituto de Geología, UNAM, México D.F., MEXICO*

³ *Subdirección de Exploración y Producción Geociencias, IMP, México, D. F., MEXICO*

Received: August 20, 2001; accepted: February 18, 2002.

RESUMEN

Se realizó un estudio piloto de biomagnetoestratigrafía en la bien definida (paleontológicamente) secuencia sedimentaria del Mioceno-Temprano a Medio en Sayula-Isla (sur de Veracruz, México). Se incluyen resultados de magnetismo de rocas como adquisición de magnetismo remanente isotermal (IRM) y experimentos de histéresis. Las curvas de adquisición de IRM resultaron muy parecidas en todas las muestras. Se alcanzó saturación en campos moderados del orden de 150-200 mT, sugiriendo espinelas como portadores de remanencia. De las razones de los parámetros de histéresis, parece que todas las muestras caen en la región del tamaño de grano pseudo-dominio-simple (PSD) o multidominio (MD). En la mayoría de las unidades estudiadas se pudieron observar de una a dos componentes paleomagnéticas. Se eliminaron fácilmente pequeñas componentes secundarias a temperaturas de 100-180°C. Algunas muestras mostraron comportamiento térmico inestable, sugiriendo la presencia de magnetización multicomponente. Se definieron las componentes de magnetización característica después de 250°C para esas muestras. La comparación de las zonas de polaridad de la sección Sayula-Isla muestra algunos problemas a causa de la escasez en el contenido de microfósiles. Se requieren más datos para definir con mayor detalle la Escala Geomagnética Temporal de Polaridad Local; sin embargo, se obtuvo una razonablemente buena correlación para las biozonas del Mioceno-Temprano a Medio de la Cuenca Salina del Istmo.

PALABRAS CLAVE: Magnetoestratigrafía, bioestratigrafía, secuencia sedimentaria, México.

ABSTRACT

A pilot biomagnetostratigraphic study has been performed on the paleontologically well constrained Early-Middle Miocene sequence at Sayula-Isla (southern Veracruz, Mexico). Rock magnetic investigations included isothermal remanence (IRM) acquisition and hysteresis experiments. IRM acquisition curves were found very similar for all samples. Saturation is reached in moderate fields of the order of 150-200 mT, which points to some spinels as remanence carriers. Judging from the ratios of hysteresis parameters, it seems that all samples fall in the pseudo-singledomain (PSD) or multidomain (MD) grain size region. In most of studied units one to two paleomagnetic components could be recognized. Small secondary components were easily removed applying 100-180°C. Some of the samples yielded unstable thermal behavior suggesting evidence for multicomponent magnetization. Characteristic remanent magnetization components have been defined after 250°C for these samples. The comparison of the Sayula-Isla polarity zonation poses some problems because of scarce microfossil content in studied sections. More data are required to better constrain the local Geomagnetic Polarity Time Scale, but reasonably good correlation was obtained for the Early-Middle Miocene biozones in the Salina del Istmo basin.

KEY WORDS: Magnetostratigraphy, biostratigraphy, sedimentary sequence, Mexico.

INTRODUCTION

Magnetostratigraphy studies of sedimentary rocks have proven to be a successful tool to determine the age and to make correlation between different series of terrestrial and oceanic sediments (Butler and Opdyke, 1979; Channell *et al.*, 1984; Ogg and Lowrie, 1986; Heller *et al.*, 1988; McNeill *et al.*, 1988; Aissaoui *et al.*, 1990; 1991; King and Channell, 1991). This method is based on the reversals of the geomag-

netic field, which since the Miocene to the present has switched polarity more than 50 times. The reversal process, due to the dipolar nature of the geomagnetic field, takes from 10^3 to 10^4 years. Consequently, magnetostratigraphic studies can give very high resolution within this order of time.

Because the time involved between reversals is a random variable, the sequence of thicknesses of magneto-

in each part of a uniform deposited section is a characteristic mark that can be correlated between distant sections and compared to the geomagnetic polarity time scale (GPTS). The GPTS was established, and finely calibrated, based on radiometric isotopes, marine magnetic anomalies, and magnetostratigraphic studies. During the last three decades magnetostratigraphy has been essential for the calibration of the geologic time. It gives the link between the GPTS and biozones/bioevents, and therefore of geologic limits. The absolute radiometric ages and/or biozones are correlated directly to the GPTS in magnetostratigraphic sections creating a pattern of local GPTS. The aim of this work is to create a local GPTS supported by microfossil identification in our study area. Eventually, this will be useful to determine the absolute ages of microfossil sterile horizons and/or with poorly-preserved fossils, by interpolation using the local pattern of GPTS.

The microfossil data from the Sayula-Isla sedimentary sequence suggest that the sections belong to lower and middle Miocene. Therefore, paleomagnetic sampling was made to define the magnetic polarity reversals from each section. The time-span and the expected number of reversal magnetic polarities were defined by biostratigraphy. In an attempt to resolve the very short reversal polarities, the sampling was very dense in these sections.

GEOLOGIC SETTING AND BIOSTRATIGRAPHY

The sedimentary succession studied is located along La Tinaja-Coatzacoalcos highway (Figure 1). This area is geologically located in the Salina del Istmo basin that includes the northern part of the Tehuantepec Isthmus. The area comprises the coastal part of the Gulf of Mexico to the north, and small hills towards the south. The general structure results from complex folding due mainly to saline tectonism. The age succession ranges from Triassic to Recent. The oldest rocks are in the southern part of the basin, in the Sierra Madre Oriental, while the recent rocks are located towards the coastal plain.

The series are composed by dark gray sediments, sometimes slightly bluish, constituted by sandy lutite layers, with micaceous material, sometimes alternated with very thin layers of fine sand and in others with a great amount of volcanic ash.

A brief microfossil description of the sections is found below, and some representative examples of the best fossils are shown in Figure 2.

Section 1. The plankton foraminifers of section 1 are few and poorly preserved. Genus *Catapsydrax* is recognized

as characteristic of the early Miocene. However, we cannot assign the samples to a specific zone within the early Miocene.

Section 2. Detailed study of the planktonic foraminifers of this section indicates that they belong to an Early Miocene age. The planktonic foraminifers are well preserved, allowing, in most cases, a suitable identification. The microfossil association is composed essentially of *Globigerinoides primordius*, *G. trilobus trilobus*, *G. t. immaturus*, *Catapsydrax dissimilis*, *C. stainforthi*, *Globorotalia mayeri*, *Globigerina venezuelana* and *Globorotaloides suteri*. The existence of *Catapsydrax stainforthi*, *C. dissimilis*, *Globigerinoides primordius* and *G. altiapertura*, places the samples of this series in the lower part of the *Catapsydrax dissimilis* zone defined by Bolli et al., 1985, equivalent to Zone N5 of Blow (1969) in the Early Miocene.

Section 3. Samples 1 to 12 are mainly marls of cream color where the microfossils go from few to abundant. Plankton foraminifers predominate, except in samples 4, 5, 9, 10 and 14, where benthic foraminifers are more abundant. The plankton foraminifers association is represented mainly by *Globigerina praebulloides praebulloides*, *G. venezuelana*, *G. yeguaensis*, *Globigerinoides diminutus*, *G. bisphericus*, *G. toruber*, *G. trilobus immaturus*, *G. trilobus trilobus*, *Globoquadrina globosa cf. altispira*, *G. dehiscens*, *Globorotalia mayeri*, *G. obesa*, *Praeorbulina glomerosa curva*, *P. g. glomerosa*, *P. sicana* and *P. transitory*.

Globigerinoides specimens are extremely abundant compared to those of *Globigerina* and of other genera. The species *G. diminutus* is the most abundant of the *Globigerinoides*, especially in samples 1 to 4, corresponding to the upper part of the section. The species of *Praeorbulina* are badly preserved, but could be determined specifically. Note the absence of *Globigerinatella insueta*, a zonal marker of the upper part of lower Miocene (Bolli & Saunders, 1985). In general, the benthic foraminifers are badly preserved except *Planulina* and *Nodosaria*, which are recognizable.

The middle Miocene age is assigned to samples 1 to 12, corresponding to *Praeorbulina glomerosa* zone of Bolli & Saunders (1985), equivalent to Zone N8 of Blow (1969). The age assigned is based on the association of *Praeorbulina glomerosa glomerosa*, *P. g. curved*, *P. sicana* and *Globigerinoides bisphericus*. According to Bolli & Saunders (1985), the zone of *Praeorbulina glomerosa* includes the first appearance of this species until the last appearance of *Globigerinatella insueta*. These authors also observe the absence of the genus *Catapsydrax*; this study

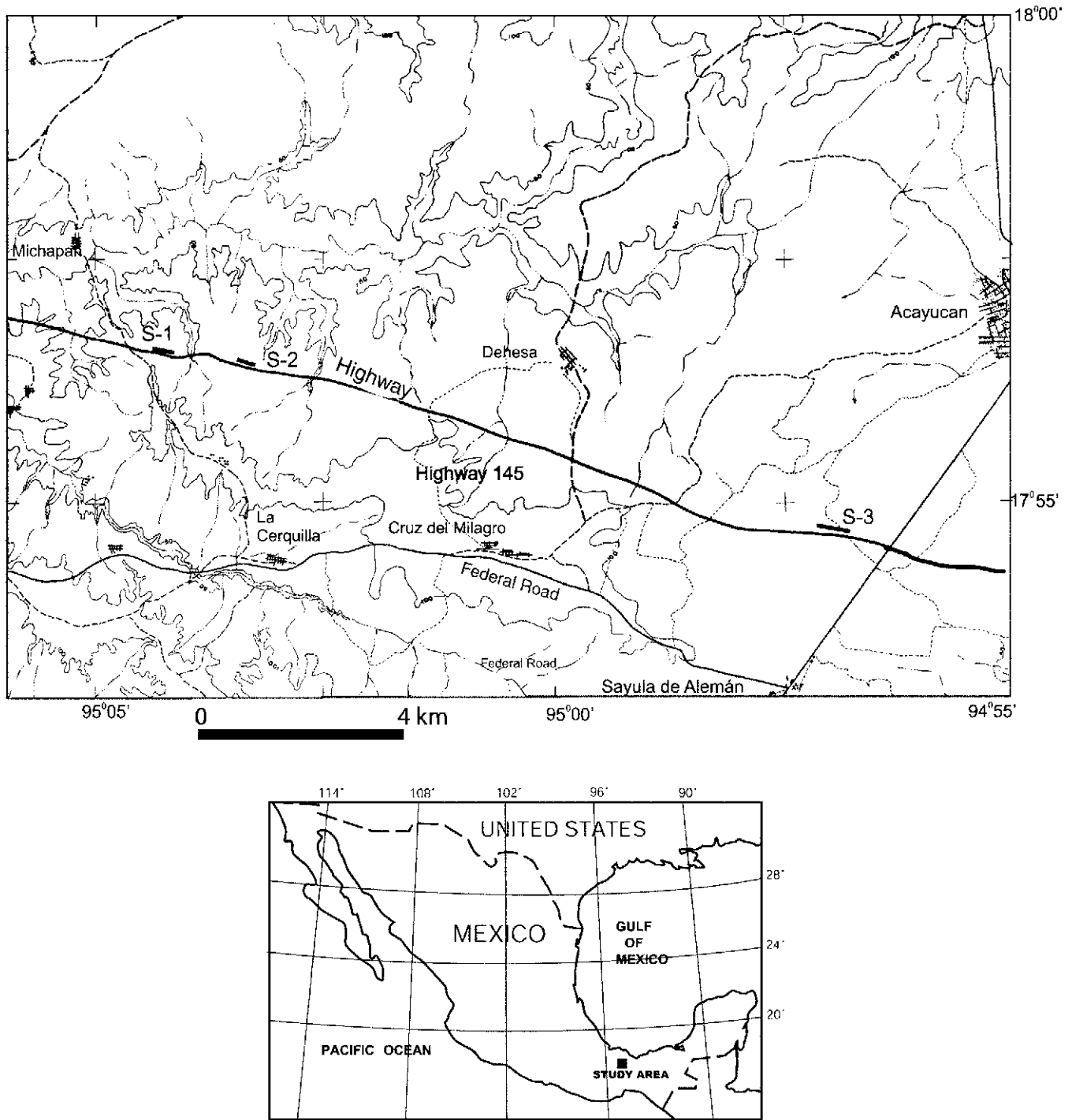


Fig. 1. Location of Lower Miocene sections along the La Tinaja-Coatzacoalcos highway. S-1, S-2 and S-3 refers to section number as described in the text.

confirms this observation. Abundant but non continuous presence of *Globigerinoides diminutus* was observed mainly in the youngest part of the section.

The *Praeorbulina glomerosa* zone is characterized by the evolutionary transition of this species with the subspe-

cies *P. curva*, *P. glomerosa* and *P. circularis*, finalizing with the development of *Orbulina suturalis* (Bolli & Saunders, 1985). In this respect, the only transition observed in the studied samples is perhaps from *P. g. curva* to *P. g. glomerosa*, specifically from samples 9 to 10. There was no evidence of *Orbulina suturalis*.

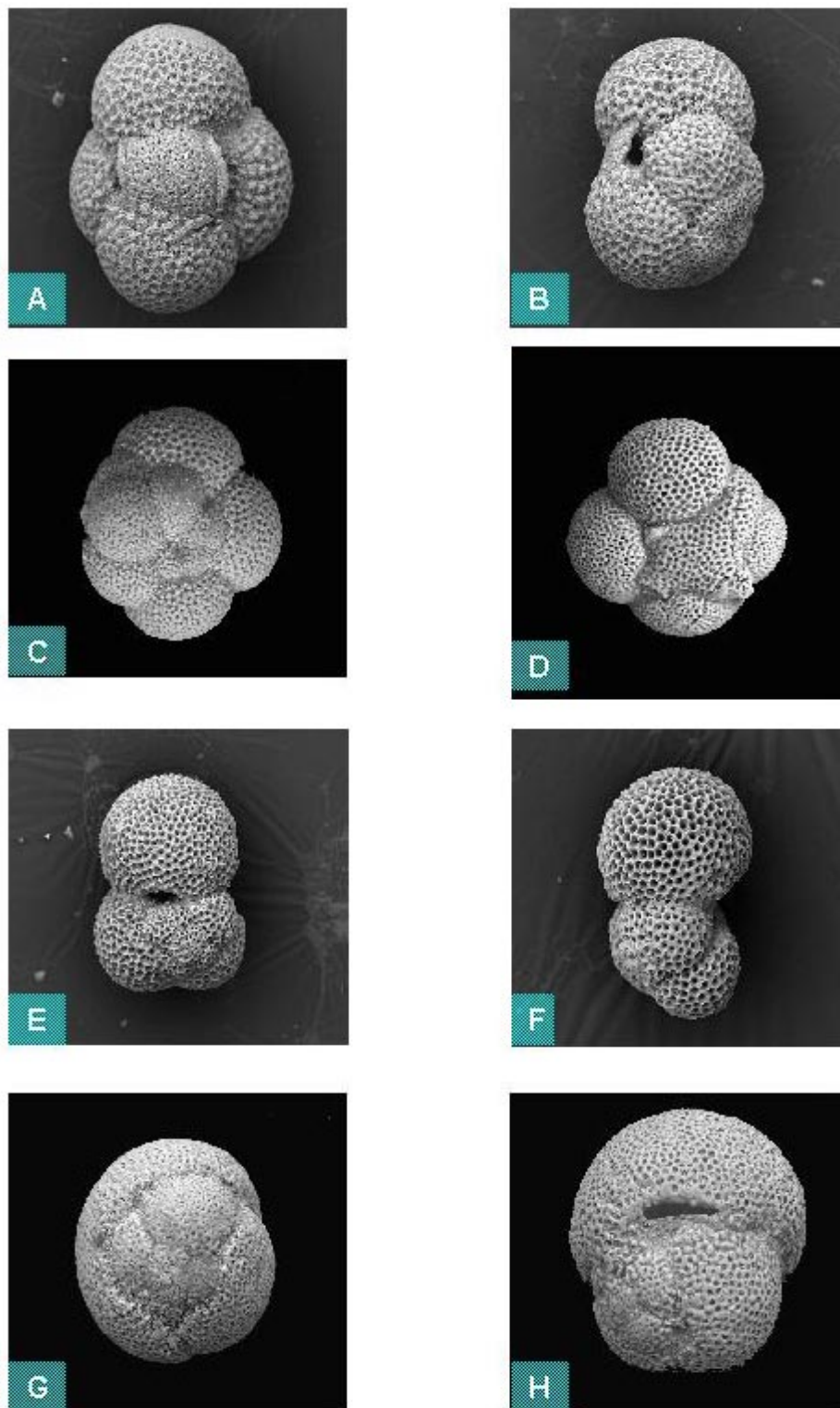


Fig. 2. Early Miocene plankton foraminifers from the Sayula region. (A) *Catapsydrax dissimilis* Cushman & Bermudez. Umbilical view x 140. Size: 428 microns. Section-1. Zone N-5. (B) *Catapsydrax dissimilis* Cushman & Bermudez. Side view x 140. Size: 344 microns. Seq-1. Zone N5. (C) *Catapsydrax stainforthi* Bolli, Loeblich & Tappan. Dorsal view x 150. Size: 357 microns. Seq-1. Zone N5. (D) *Catapsydrax stainforthi* Bolli, Loeblich & Tappan. Umbilical view x 180. Size: 325 microns. Seq-1. Zone N5. (E) *Globigerinoides primordius* Blow & Banner. Dorsal view x 140. Size: 287 microns. Seq-1. Zone N5. (F) *Globigerinoides primordius* Blow & Banner. Side view x 200. Size: 208 microns. Seq-1. Zone N5. (G) *Praeorbulina glomerosa* Dorsal view x 150. Size: 357 microns. Seq-3. Zone N8. (H) *Globigerinoides bisphericus* Todd. Umbilical view x 140. Size: 448 microns. Seq-3. Zone N8.

MAGNETIC EXPERIMENTS

In total 63 oriented blocks belonging to three sedimentary sequences were sampled. Commonly the outcrops extend laterally over several tens of meters. In these cases we got typically one block per layer and then oriented with magnetic compass. The samples were distributed throughout each unit both horizontally and vertically in order to minimize the effects of block tilting and lightning. Small cubes were cut at the Instituto Mexicano del Petroleo (IMP) in 2 cubic-cm size. Some parts of the sequence could not be sampled because of lack of consistency of layers.

Acquisition of IRM

To determine the isothermal remanent magnetization (IRM) curves a previously AF demagnetized sample from all units was subjected to magnetic fields along vertical axes. The magnetic fields were steadily increased up to 3.2 T, their remanence being measured after each step. IRM acquisition curves were found very similar for all samples (Figure 3). Saturation is reached in moderate fields of the order of 150–200 mT, which points to some spinels as remanence carriers. The sample 133 shows a high IRM intensity that may be due to high concentration of magnetic minerals or to the fact that the applied field is parallel to the axis of easy magnetization of the magnetic minerals.

Hysteresis Experiments

Hysteresis measurements at room temperature were performed on all studied units using the AGFM 'Micromag' in fields up to 1.2 T. The saturation remanent magnetization (J_{rs}), the saturation magnetization (J_s) and coercitive force (H_c) were calculated after correction for the paramagnetic contribution. The coercivity of remanence (H_{cr}) was determined by applying progressively increasing backfield after saturation. Some representative hysteresis plots are shown in Figure 4. The hysteresis loops are symmetrical in all cases. Near the origin (right side of Figure 4), slight wasp-waisted behavior (Tauxe *et al.*, 1996) was detected, which probably reflects wide ranges of the opaque mineral coercivities. Judging from the ratios of hysteresis parameters, it seems that all samples fall in the pseudosingledomain (PSD) or multidomain (MD) grain size region.

REMANENCE MEASUREMENTS

The remanent magnetization of three to four samples from each unit were measured with a JR-5A spinner magnetometer (sensitivity $\sim 10^{-9}$ Am²). Measurements were recorded after stabilization of the remanence in this magnetometer. Both alternating field (AF) demagnetization using a laboratory made AF-demagnetizer and stepwise thermal demagnetization up to 670°C using a non-inductive

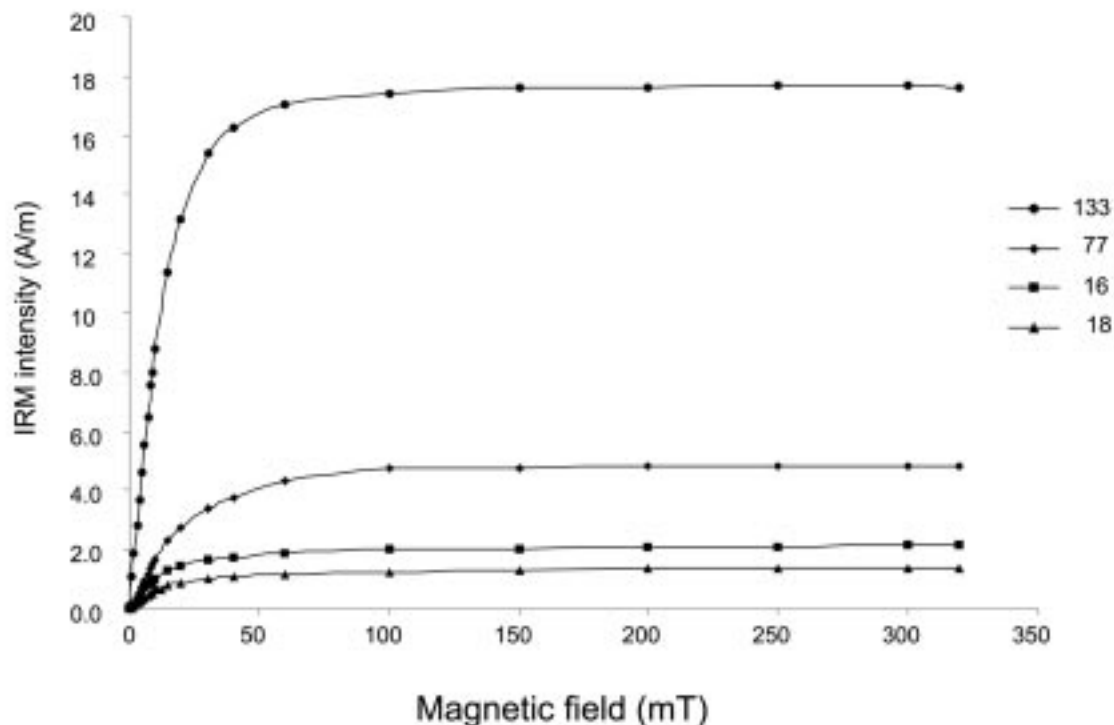


Fig. 3. Acquisition of isothermal remanent magnetization for representative samples.

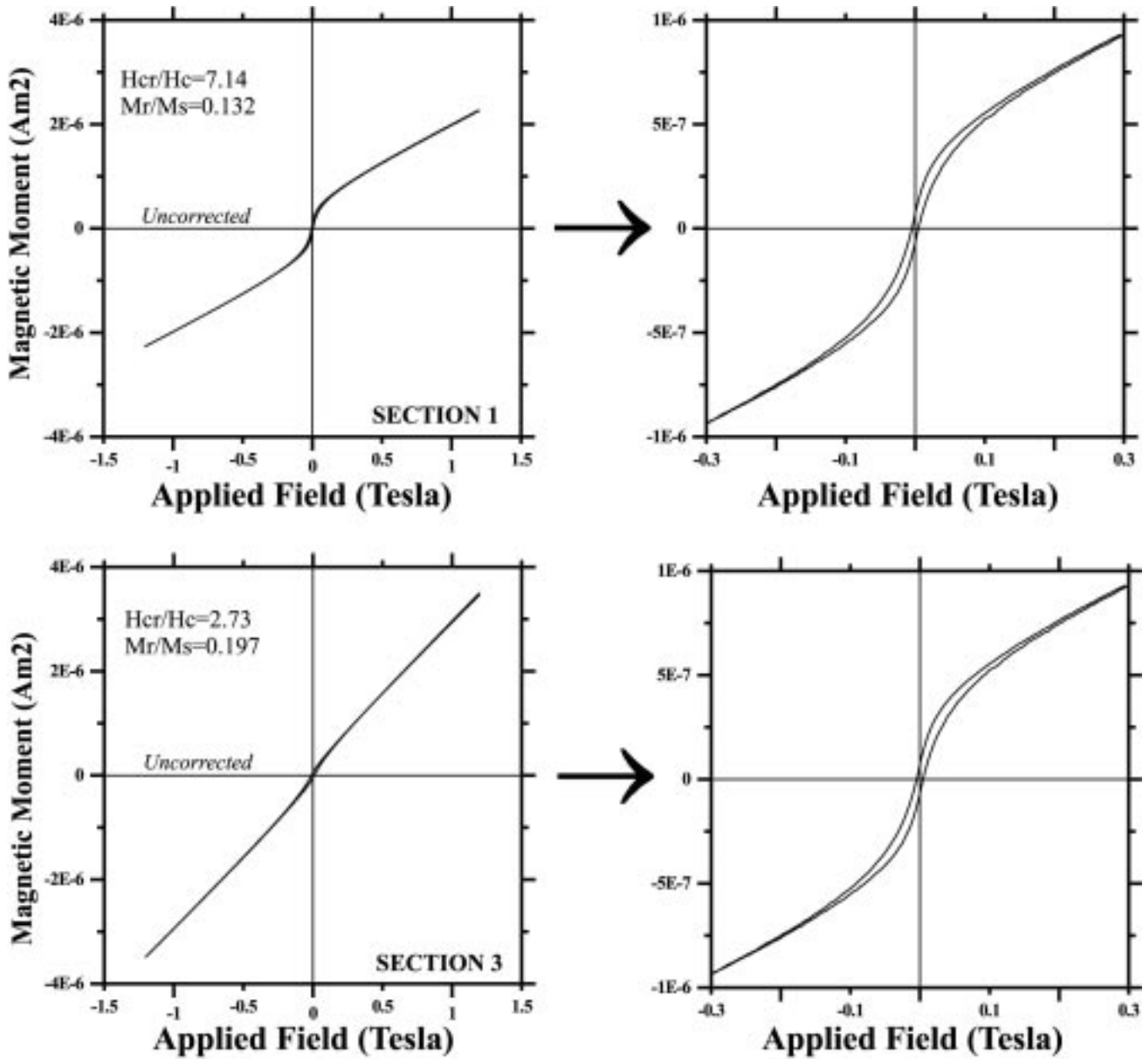


Fig. 4. Typical examples of hysteresis loops (uncorrected) of small chip samples.

Schonstedt furnace were carried out on the pilot samples. However, alternating fields were found less efficient to separate characteristic remanent magnetization. Thus, thermal treatment was selected as an adequate treatment. All the cube-specimens were subjected to thermal demagnetization (Figure 5). In general, 12-14 temperature steps were distributed between 20 °C and 600 °C. During thermal demagnetization, the low-field susceptibility at room temperature were measured after each step with a Bartington susceptibility meter, to check if chemical/or mineralogical changes had take place in magnetic minerals during heating.

In most of the studied units one to two paleomagnetic components could be recognized (Figure 5). Small secondary components were easily removed applying 100-180 °C. Some of the samples yielded unstable thermal behavior suggesting evidence for multicomponent magnetization. Primary magnetization components have been defined after 250°C for these samples. The greater part of remanent magnetization was removed at temperatures between 300 and 500°C (Figure 5) which may indicate relatively medium-to-high-Ti titanomagnetites as responsible for magnetization with similar coercivity. Alternatively, we can speculate that the rapid de-

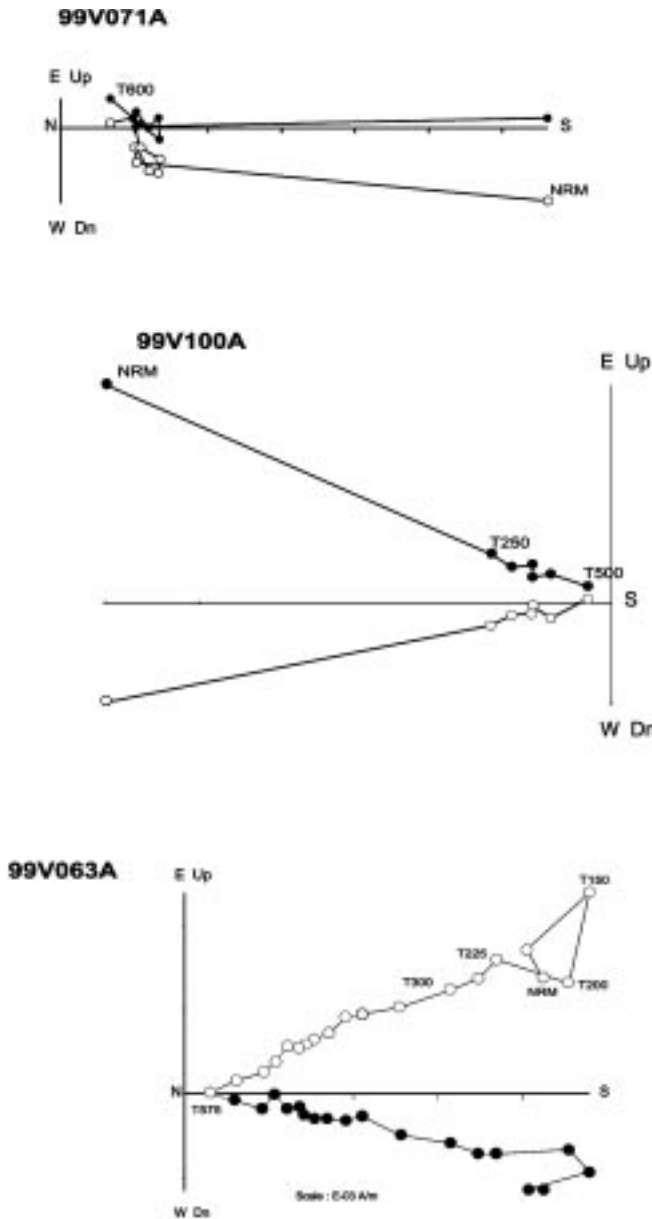


Fig. 5. Representative orthogonal vector plots of stepwise thermal demagnetization (stratigraphic coordinates). The numbers refer to the temperatures in °C. o - projections into the horizontal plane, x - projections into the vertical plane.

cay of NRM around 300°C may correspond to greigite, which is also a ferrimagnetic mineral (Dunlop and Özdemir, 1997) and can provide a stable remanence.

Directions of characteristic magnetization components were calculated by principal component analyses (Kirschvink, 1980), a minimum of 4 points being taken for this determination. A correction was made for tectonic tilt of the sedimentary units. The average unit directions were precisely determined, and the declination/inclination ob-

tained from the characteristic component of each sample served to calculate the virtual geomagnetic pole latitude (VGP) reported on Figures 6 and 7, according to their stratigraphic levels. Section 1 shows clearly one unit normally magnetized and one unit with reverse polarity magnetization (Figure 6). We note however that level 4 from unit section 2, which is presented only with one block sample (three specimens), cannot be accepted as reversely magnetized (Figure 6). The results for section 3, are two reversed, one normal, and two intermediate polarity zones (Figure 7). Section 3 shows a richer spectrum in fossil content than the others.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The virtual geomagnetic pole (VGP) latitudes of the characteristic paleomagnetic directions yield a magnetic polarity sequence in all sections (see Figures 6 and 7). For each section, the paleomagnetic study highlights a few magnetic polarities succession, that is due to the small thickness of the sections sampled as a result of the few outcrops.

One sample from the lower part of section 1 is difficult to interpret, because of its very weak NRM. It did not provide clear primary magnetization due to highly unstable behavior. One reverse polarity is recorded at the base of this section, and is represented by three levels. The following levels are normal polarity. Plankton foraminiferal biostratigraphy played an essential role in correlating section 1 to the geomagnetic polarity time scale (GPTS) of Cande and Kent (1995). The association of foraminifers restricts the age of the section at the lower part of N5 zone (Blow, 1969) corresponding to zone M2 of Berggren *et al.* (1995). This zone is correlated to chron C6n-C6An (Figure 8). If so the normal polarity of section 1 could be correlated to chron C6An and the reverse polarity can be correlated with the reverse chron C6An.1r. We suggest an approximate age of 20.7-20.9 Ma for section 1 (Figure 8).

Section 2 is about 22 m thick and shows predominantly normal polarity. The only reverse polarity is represented by one level (sample 4) that is doubtful. In case that the reversed polarity is an artifact, and taking into account the biochronological age, the long normal polarity might be correlated to chron C6n (Figure 8).

The results obtained of the section 3 showed only two reverse polarity zones. This section belongs to zone N8 of Blow (1969). The age assigned was based on the assembly of *Praeorbulina glomerosa glomerosa*, *P. curva*, *P. sicana* and *Globigerinoides bisphericus*. The faunal association indicates an early to middle Miocene age, and we can cor-

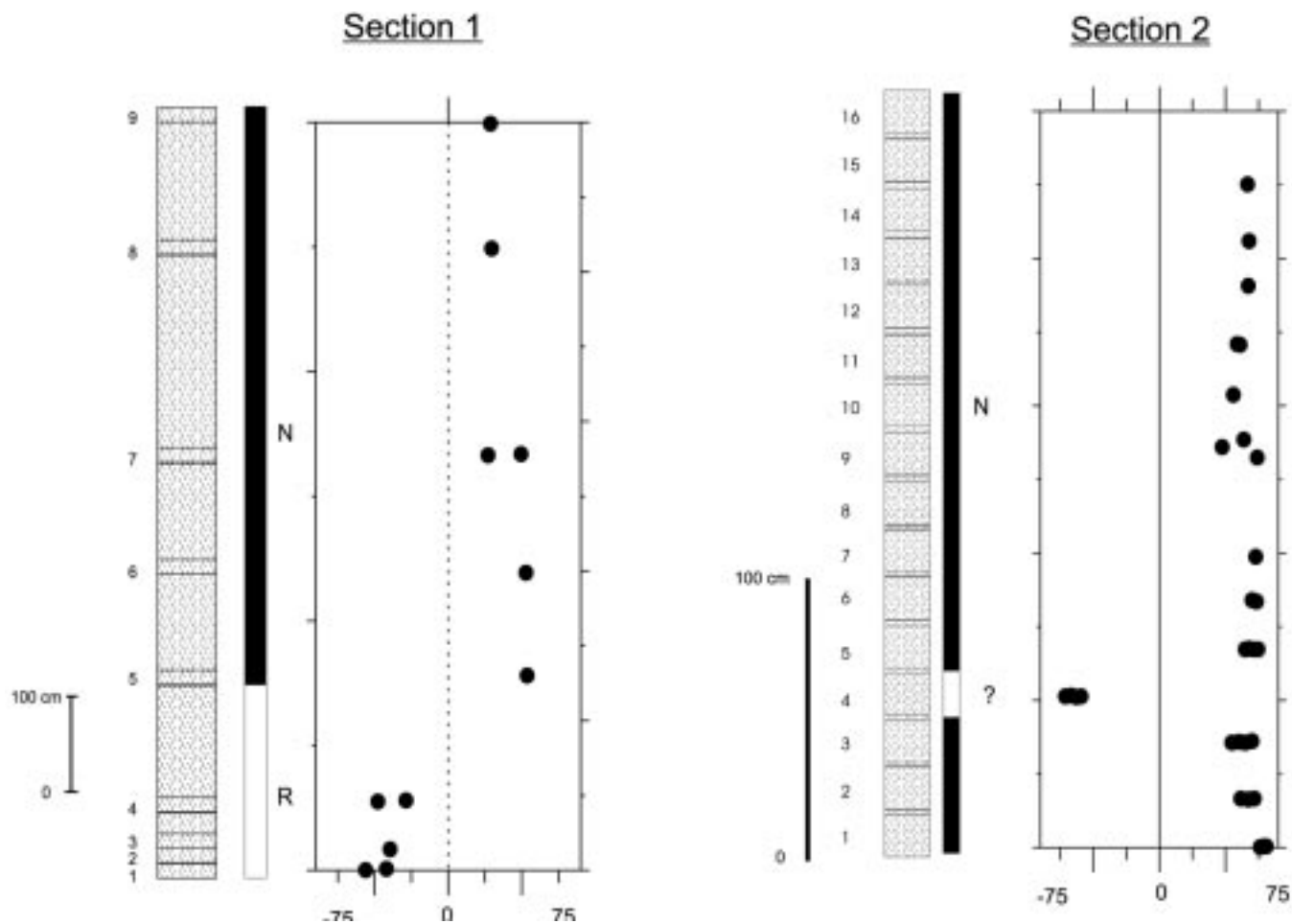


Fig. 6. Magnetic polarity zonation for the stratigraphic sections 1 and 2. It is showed (from left to right): scale, number of sample, stratigraphic section, polarity, and VGP latitude. The suffix '+' ('-') is used to denote normal (reverse) magnetic polarity.

relate the reverse polarity R1 to chron C5Cn.1r, N1 to chron C5Cn.1n and R2 to chron C5Br.

In conclusion, the biochronologic and magnetostratigraphic results (Figure 8) allow us to place these sections in their most probable stratigraphic position. The distance and the outcrop condition do not allow us to make correlation in the field. According to our results, we can conclude that section 1 is the older one and section 3 is the youngest.

ACKNOWLEDGEMENTS

LA acknowledges a sabbatical grant from the Instituto Mexicano del Petróleo (IMP) and the financial support from CONACyT Bilateral Project Mexico-Cuba. AG is grateful for financial support provided by CONACyT project J32727-T. We appreciate the help provided by M. Ugarte

(Electronic Microscopy), G. Aguilar (sampling preparation) from Laboratorio de Diagénesis, IMP, and M. Espinosa (magnetic measurements) from Laboratorio de Paleomagnetismo (UNAM).

Section 3

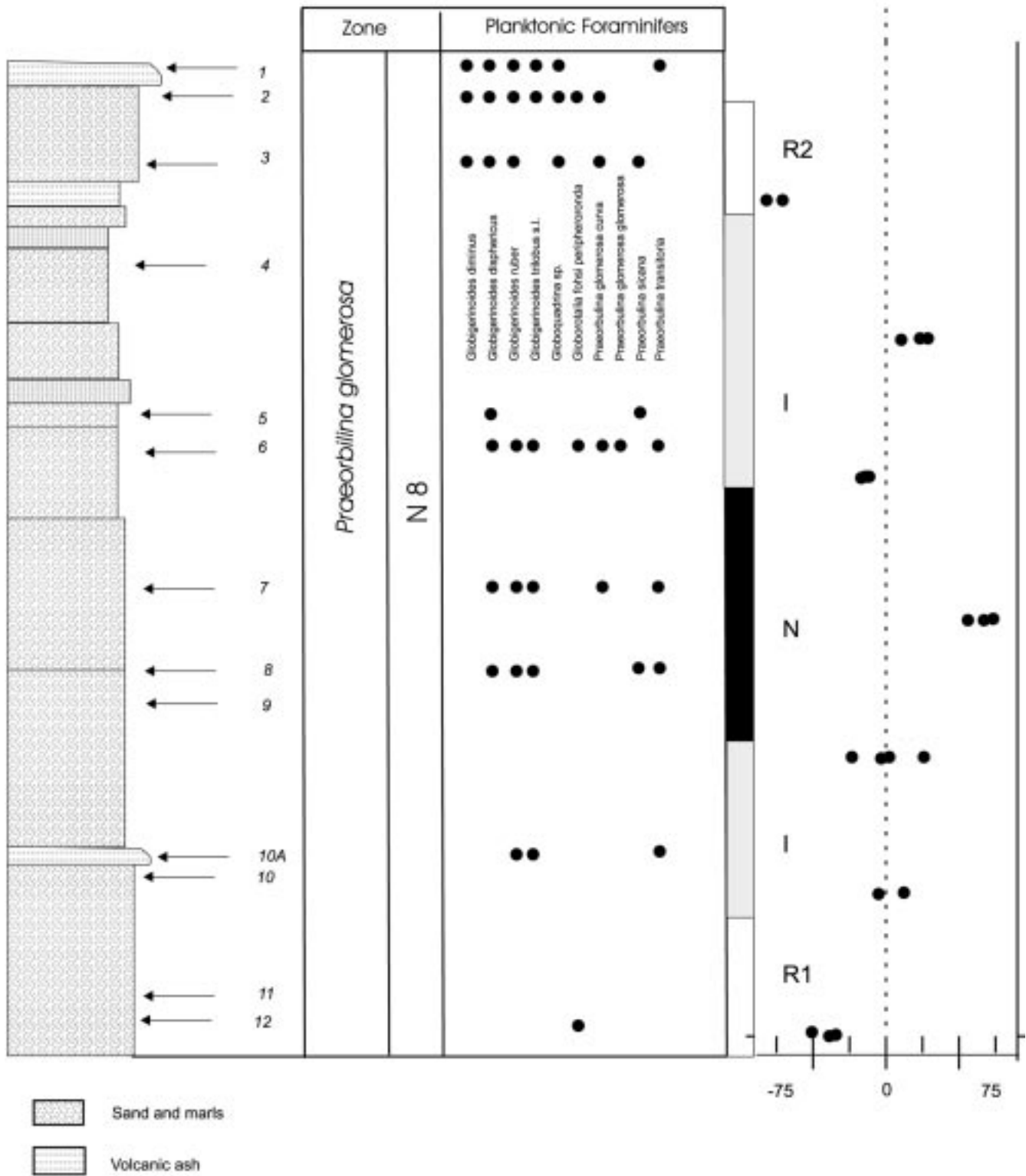


Fig. 7. Magnetic polarity zonation for the stratigraphic section 3. It shows (from left to right): scale, stratigraphic section, number of sample, microfossil description, polarity, and VGP latitude. The suffix '+' ('-') is used to denote normal (reverse) magnetic polarity.

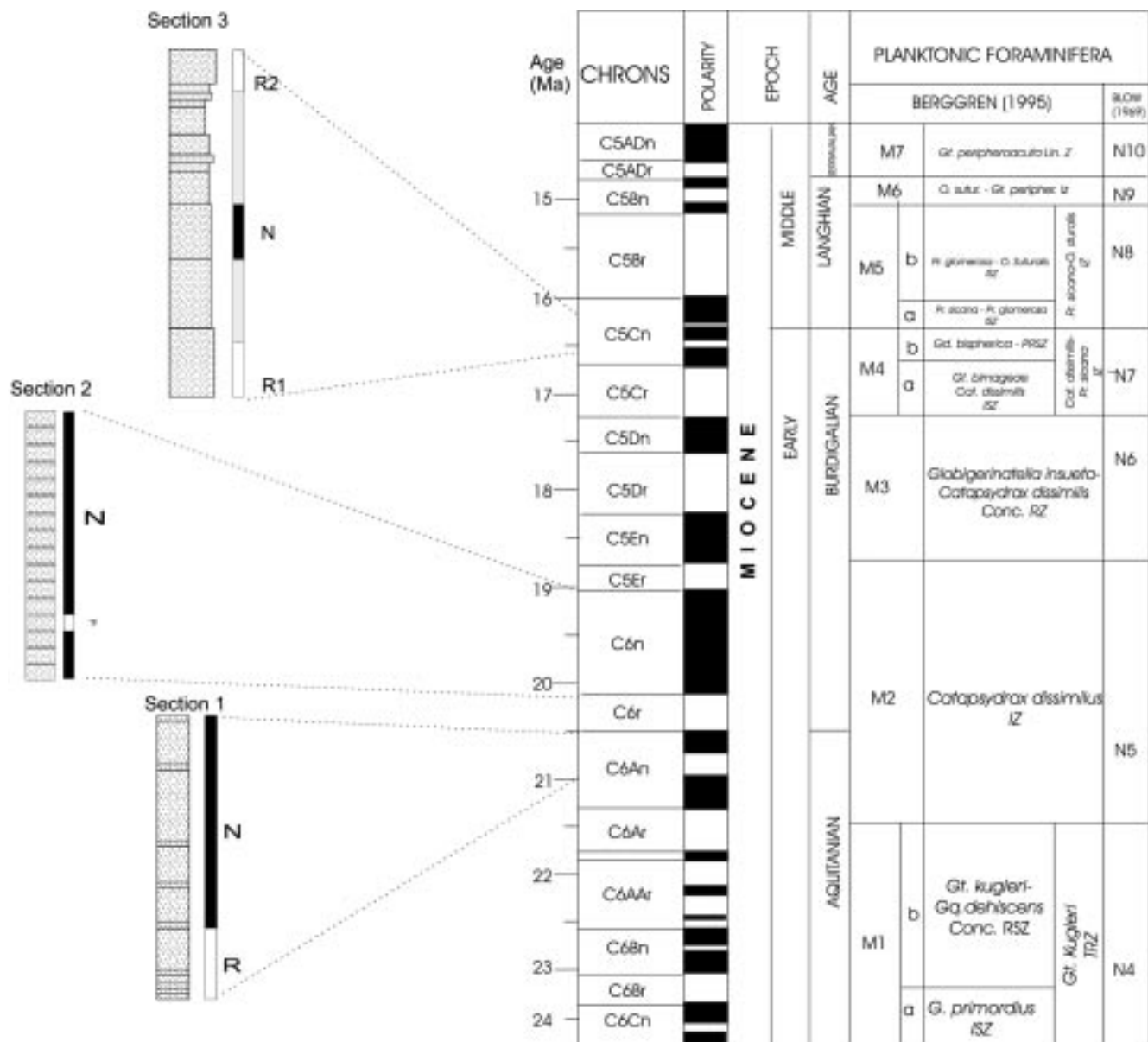


Fig. 8. A tentative magnetostratigraphic correlation between Sayula-Isla section and geomagnetic polarity time scale (retrieved from Berggren, 1995).

BIBLIOGRAPHY

AISSAOUI, D. M., D. F. McNEILL and J. L. KIRSHVINK, 1990. Magnetostratigraphic dating of shallow-water carbonates from Mururoa Atoll, French Polinesia: implications for global eustasy. *Earth Planet Sci. Lett.*, 97, 102-112.

BERGGREN, W. A., D. V. KENT, C. C. SWISHER and M. P. AUBRY, 1995. Eds.: Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M. P., and Hardenbol, J. *In: Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*. SEPM Sp. Pub. 54.

BLOW, W. H., 1969. Late Middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *In: Bronnimann, P and Renz, H. H., eds., Proceedings of the First 33 International Conference on Planktonic Microfossils (Geneva, 1967): Leiden, E. J. Brill, 1, 199-421.*

BOLLI, H. M. and J. B. SAUNDERS, 1985. Oligocene to Holocene low latitude planktonic foraminifera, *In: Bolli,*

- H. M., Saunders, J. B., and Perch-Nielsen, K., eds. Plankton stratigraphy: Cambridge, Cambridge University Press, 155-262.
- BUTLER, R. F. and N. D. OPDYKE, 1979. Magnetic polarity stratigraphy. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 17, 235-244.
- CANDE, S. C. and D. V. KENT, 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 100, 6093-6095.
- CHANNELL, J. E. T., W. LOWRIE, P. PIALLI and E. VENTURI, 1984. Jurassic magnetic stratigraphy from Umbrian (Italian) land section. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68, 309-325.
- DUNLOP, D. and Ö. ÖZDEMİR, 1997. Rock-Magnetism, fundamentals and frontiers, Cambridge University Press, 573pp.
- HELLER, F. W. LOWRIE, H. LI and J. WANG, 1988. Magnetostratigraphy of the Permo-Triassic boundary section at Shangai. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 88, 348-356.
- KING, J. W. and J. E. T. CHANNELL, 1991. Sedimentary magnetism, environmental magnetism and magnetostratigraphy. In: "US National Report to International Union of Geodesy and Geophysics", *Rev. Geophys. Suppl.*, 358-370.
- KIRSCHVINK, J. L., 1980. The least-square line and plane and analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 62, 699-718.
- McNEILL, D. F., R. N. GINSBURG, S. B. R. CHANG and J. R. KIRSVINK, 1988. Magnetostratigraphic dating of shallow-water carbonates from San Salvador, the Bahamas. *Geology* 16, 8-12.
- OGG, J. G. and W. LOWRIE, 1986. Magnetostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary. *Geology*, 4, 547-550.
- TAUXE, L., T. A. T. MULLENDER and T. PICK, 1996. Pot-bellies, wasp-waists and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *J. Geophys. Res.*, 101, 571-583.
-
- Luis M. Alva-Valdivia¹, María Carmen Rosales^{2,3}, Mouloud Benammi¹, Manuel Grajales-Nishimura³, Avto Gogitchaichvili¹ and J. Urrutia-Fucugauchi¹
- ¹ *Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510 México, D. F., MEXICO.*
Corresponding author: lalva@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
- ² *Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510 México D.F., MEXICO*
- ³ *Subdirección de Exploración y Producción Geociencias, Instituto Mexicano del Petróleo, 07730 México, D. F., MEXICO*

Foraminíferos planctónicos en diques clásticos inyectados en la secuencia miocénica del borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo

**María del Carmen Rosales-Domínguez^{1,*}, José Manuel Grajales-Nishimura¹
y Ana Luisa Carreño²**

¹ Instituto Mexicano del Petróleo, Exploración, Eje Central Lázaro Cárdenas 152,
07730 México, D.F., México.

² Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología,
Ciudad Universitaria, Coyoacán, 04510 México, D.F., México.

* mrosal@imp.mx

RESUMEN

Las rocas siliciclásticas miocénicas del borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo se caracterizan por una sucesión monótona de capas de margá, arena y arenisca, con esporádicas intercalaciones de toba. En cuatro localidades de los alrededores de Sayula, en el sur del Estado de Veracruz, esta sucesión sedimentaria está intrusionada por diques clásticos de constitución arenosa, que contienen clastos de margá inmersos del tamaño de las gravas. El espesor de los diques varía de 35 a 110 cm. Es la primera ocasión que se reportan microfósiles en intrusiones de este tipo para esta parte del sur de México. El análisis detallado de los foraminíferos planctónicos encontrados en la arena de los diques y en los clastos de margá, así como en las capas intrusionadas, permitió inferir que las masas arenosas se movilizaron desde niveles estratigráficos inferiores hasta el Mioceno Inferior. Tomando en cuenta la edad oligocénica de la microfauna encontrada en los clastos de los diques (*Globorotalia opima opima*, *Globigerina gortanii* y *G. ciperoensis* s.l., entre otros) y la edad miocénica de las capas intrusionadas que contienen *Globorotalia fohsi peripheroronda*, *G. mayeri*, *Catapsydrax dissimilis* y *C. stainforthi*, conjuntamente con los espesores conocidos de las rocas del Oligoceno y Mioceno en el subsuelo de la localidad, se interpreta que las inyecciones clásticas atravesaron, por lo menos, una columna de 900 m de espesor. De acuerdo al ambiente geológico de la localidad estudiada, la inyección de los diques arenosos se atribuye a descompresión súbita de material arenoso no consolidado inducida por procesos tectónicos y su subsecuente movilización a través de planos de debilidad.

Palabras clave: foraminíferos, diques clásticos, Oligoceno, Mioceno, Cuenca Salina del Istmo, México.

ABSTRACT

Miocene siliciclastic rocks of the western margin of the Salina del Istmo Basin are characterized by a monotonous succession of marl, sand and sandstone beds, with a few interbedded tuffaceous horizons. In four localities around Sayula, southern Veracruz State, this sedimentary succession is intruded by 35 to 110 cm wide sandy clastic dykes that contain marly clasts. Microfossils in this type of intrusion are reported here for the first time in this part of southern Mexico. Detailed studies of planktonic foraminifera found within the sandy material, the marly clasts embedded in the dykes, and the intruded beds allow the inference that the intrusive event was injected from lower stratigraphic levels up to the surface. Considering the Oligocene age of the microfossils found in the clasts (e.g., *Globorotalia opima opima*, *Globigerina gortanii* and *G. ciperoensis* s.l., among others), and the Miocene age of the intruded beds containing *Globorotalia fohsi peripheroronda*, *G. mayeri*, *Catapsydrax dissimilis* and *C. stainforthi*, as well as the known thicknesses of Oligocene and Miocene rocks in the subsurface, it is interpreted

that the clastic injections intruded an approximately 900 m thick stratigraphic column. Because of the geologic and tectonic setting at the locality, the intrusive event is attributed to a rapid loss of pressure in the sandy unconsolidated material, induced by tectonic processes, and its subsequent mobilization along planes of weakness.

Key words: foraminifera, clastic dykes, Oligocene, Miocene, Salina del Istmo basin, Mexico.

INTRODUCCIÓN

La presencia de diques clásticos cortando formaciones sedimentarias a diferentes ángulos está ampliamente documentada, especialmente en areniscas de aguas profundas, secuencias turbidíticas y lodos depositados en taludes submarinos (Hiscott, 1979; Rowe et al., 2002; Shoulders and Cartwright, 2004). Estas inyecciones se componen de diferentes tipos de material que han penetrado los sedimentos a lo largo de fracturas: arena, grava, limo, lodo, asfalto o bien sedimento bituminoso; se ha citado, incluso, que bajo condiciones favorables prácticamente cualquier material no consolidado o fácilmente deformable puede invadir una fractura y solidificarse para formar un dique clástico (Reineck and Singh, 1975). Desde el punto de vista del comportamiento mecánico, la formación de un dique clástico puede considerarse como un ejemplo de fractura hidráulica natural, donde la inyección de un fluido sobrepresurizado con granos inmersos en él requiere un diferencial de presión constante entre éste y el fluido en los poros del sedimento intrusionado. De este modo, la fractura se dilata y la mezcla de arena-fluido puede abrirse paso a través de la fractura (Lorenz et al., 1991). Una vez que el exceso de presión disminuye, la propagación de la fractura termina y la intrusión se detiene. Simplificando el proceso antes descrito, se afirma que el fenómeno de intrusión de diques clásticos consta de tres pasos: a) construcción de una presión de fluido excesiva en un cuerpo de arena, b) falla del sello y c) fluidización subsecuente de la arena no consolidada e inyección en los sedimentos huésped (Jolly and Lonergan, 2002). Poco se sabe acerca de los mecanismos que disparan el proceso de intrusión, siendo uno de los principales obstáculos el desconocimiento de la profundidad a la cual ocurre la removilización del sedimento fuente y, sobre todo, el tiempo del evento intrusivo. De acuerdo con Jolly and Lonergan (2002), los estudios realizados a través de décadas permiten identificar cuatro mecanismos principales de formación de diques clásticos: (1) licuefacción inducida por sismicidad; (2) esfuerzo tectónico; (3) presiones del fluido del poro excesivas generadas por procesos deposicionales, p. ej., *slumping*; y (4) la incursión de un fluido sobrepresurizado, que bien podría corresponder a petróleo o gas, desde una parte profunda de la cuenca hacia capas suprayacentes.

La sismicidad es un mecanismo que a menudo es considerado como generador de inyecciones clásticas y la presencia de éstas sugiere paleosismicidad. Sin embargo,

debe mencionarse que las inyecciones ligadas a este mecanismo corresponden solamente a arenas no consolidadas sobresaturadas de agua, cercanas a la superficie; de tal modo que los ambientes sedimentarios donde se les ha observado corresponden exclusivamente a ambientes terrestres y costeros, cuando mucho en la parte más frontal de los deltas (Reimnitz and Marshall, 1965; Jolly and Lonergan, 2002).

Desde un punto de vista tectónico, las intrusiones clásticas a gran escala son comúnmente reportadas en ambientes activos con altas tasas de sedimentación, sistemas sedimentarios dominados por litologías finas y donde la presencia de esfuerzo tectónico facilita el desarrollo de presiones de fluido elevadas dentro de los sedimentos (Jolly and Lonergan, 2002). Así mismo, se ha determinado que el sedimento removilizado proviene principalmente del núcleo del anticlinal cercano a las cabalgaduras (Winslow, 1983). Por lo general, los diques clásticos generados por mecanismos tectónicos son de gran longitud, con un rango de decenas a centenas de metros (Jolly and Lonergan, 2002).

Los procesos deposicionales son uno de los mecanismos más mencionados como generadores de la inyección de diques clásticos, especialmente aquellos que involucran *slumping*. Se considera que el mecanismo es inducido por la sobrecarga generada por la llegada súbita de sedimentos, lo que aumenta considerablemente la presión del fluido del poro para posteriormente romper el sello que permite la extrusión del material arenoso. Las intrusiones causadas por mecanismos deposicionales son, por lo general, de una escala pequeña, desde 1 cm hasta 1 m como máximo y parecen haberse formado cerca de la superficie de depósito (Truswell, 1972; Hiscott, 1979). Además de los procesos de *slumping*, se han reportado también mecanismos asociados al paso de olas de tormenta o a cambio de dirección de canales deltaicos que inducen arrastre de sedimentos de manera súbita.

En los últimos años se ha considerado a la incursión de petróleo o gas a altas presiones migrando hacia arriba desde la parte profunda de la cuenca como un mecanismo importante para el desarrollo de las inyecciones clásticas (Lonergan et al., 2000). En el Mar del Norte se han identificado montículos de arena a 500 m de profundidad en las secuencias del Plioceno–Pleistoceno, asociados a conductos de gas, atribuyendo su formación a la migración ascendente de gas a lo largo de fallas y a la licuefacción de cuerpos arenosos. Los diques resultantes de este tipo de mecanismo son, por lo general, de una gran escala,

llegando a formar redes de decenas de kilómetros (Jolly and Lonergan, 2002).

Recientemente, las intrusiones clásticas han adquirido un significado de importancia económica debido a que los procesos implicados en la inyección pueden complicar la identificación, definición y entendimiento de importantes yacimientos de hidrocarburos (Shoulders and Cartwright, 2004). Estos procesos pueden producir cambios en la geometría del yacimiento por inclinación de la geometría original del mismo, inyectar arena a través de fallas a lo largo de los márgenes del yacimiento, o bien alterar la conectividad entre unidades del yacimiento previamente aisladas (Jenssen *et al.*, 1993; Lonergan *et al.*, 2000; Molyneux *et al.*, 2001).

En el borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo, en las inmediaciones de Sayula, Veracruz, se encuentran expuestos diques clásticos arenosos que intrusionan a sedimentos terrígenos del Mioceno. Este trabajo presenta datos micropalontológicos tanto de la secuencia sedimentaria intrusionada como de la arena que forma los diques y los clastos inmersos en ellos. Las edades proporcionadas por los foraminíferos planctónicos encontrados permiten determinar la posición estratigráfica de la fuente de los sedimentos que formaron las inyecciones clásticas, la relación de edad que guarda con las rocas sedimentarias atravesadas e inferir indirectamente el espesor atravesado por dichas inyecciones.

CUENCA SALINA DEL ISTMO

La Cuenca Salina del Istmo se localiza en el sureste de México, abarcando la parte meridional del Estado de Veracruz y una pequeña porción en la parte noroccidental del Estado de Tabasco (Figura 1a). Esta cuenca tiene una extensión de aproximadamente 17,000 km², de los cuales una tercera parte se encuentra costa afuera. La Cuenca Salina del Istmo forma parte de la gran Cuenca del Golfo de México, unidad tectónico-sedimentaria que ha evolucionado desde el Triásico hasta el Reciente como resultado de la apertura del Golfo de México (Oviedo-Pérez, 1996). El relleno sedimentario de la Cuenca Salina del Istmo consiste de una acumulación de siliciclastos comúnmente intrusionada por cuerpos de sal. Estos terrígenos fueron depositados durante el Cenozoico en forma de abanicos aluviales o turbiditas hacia las partes más bajas como resultado de los procesos subsecuentes al levantamiento del Macizo y la Sierra de Chiapas durante la Orogenia Chiapaneca (Quezada-Muñetón, 1987). Pequeños lomeríos formados por rocas calcáreo-terrágenas son los rasgos topográficos más sobresalientes en el borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo, observándose alturas de algunas decenas de metros sobre el nivel del mar, con un relieve máximo que no excede los 100m. Los depósitos arenosos, principalmente del Mioceno, constituyen yacimientos productores de aceite ligero a medio (Guzmán, 1999), formando parte

de una tectonosecuencia denominada Cuenca Antefosa Estructurada (Oviedo-Pérez, 1996). El estilo estructural del borde occidental de la cuenca consiste de fallamiento inverso; su origen se relaciona tanto con un evento compresivo terciario que culmina en el Mioceno Medio-Tardío, así como con un evento transpresivo postulado para el Mioceno Tardío, en el que se formaron fallas de transcurrancia (Paz-Ávila, 1998). Algunos autores atribuyen estos eventos a la Orogenia Chiapaneca (Carfentan, 1986).

LOCALIZACIÓN Y DESCRIPCIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS ESTUDIADOS

La sucesión sedimentaria terrígena del Mioceno forma parte del Anticlinal San Juan Evangelista (López-Ticha, 1976) y ha sido denominada como Formación Depósito. Esta unidad litoestratigráfica consiste de capas de marga arcuosa gris oscuro, ocasionalmente alternando con capas delgadas de arenisca, arena fina o con gran cantidad de ceniza volcánica. La Formación Depósito sobreyace concordantemente a la Formación La Laja e infrayace de igual manera a la Formación Encanto (Cabrera-Castro y Lugo-Rivera, 1988). Aproximadamente a 8 km al NW de la población de Sayula, Veracruz (Figura 1b), a lo largo de la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos, entre los kilómetros 174 y 175, dentro de las coordenadas X=295593.7316 - Y=1984988.0273 y X=294797.2342 - Y=1984811.8052 (UTM), aflora una sucesión de capas de marga de color café, crema, verde y gris, en tonos rojizos y verdosos. Se observan hacia la base intercalaciones de capas delgadas de arena con restos vegetales; ocasionalmente, las capas de marga llegan a exhibir ligera bioturbación subhorizontal no identificable, la cual se acentúa cuando se les encuentra asociadas a la arena. Las capas se inclinan 8° al S52°E. Hacia la parte media de la secuencia se manifiesta la presencia de diques arenosos de 35 a 110 cm de espesor que cortan la sucesión margosa, conteniendo clastos de marga de 1 a 6 cm de diámetro. Las capas de marga de esta porción se inclinan 28° al S58°E. Hacia la cima de la sucesión se observan capas delgadas de arenisca tobácea de grano fino, constituida predominantemente por fragmentos de cuarzo, feldespato y mica. En esta parte, las capas de toba se hacen más evidentes, en claro contacto concordante con las capas de marga.

Características de los diques y capas asociadas

Los diques estudiados presentan un contacto abrupto con las capas de marga, sin rasgos de ramificación aparente. Generalmente, los diques son de tono verdoso que contrasta notablemente con las capas de marga de color gris oscuro y café. El espesor de cada uno es generalmente constante, sin variación del mismo en sentido longitudinal. La petrografía de los diques es relativamente uniforme, caracterizada por granos bien clasificados de arena. En la localidad estudiada

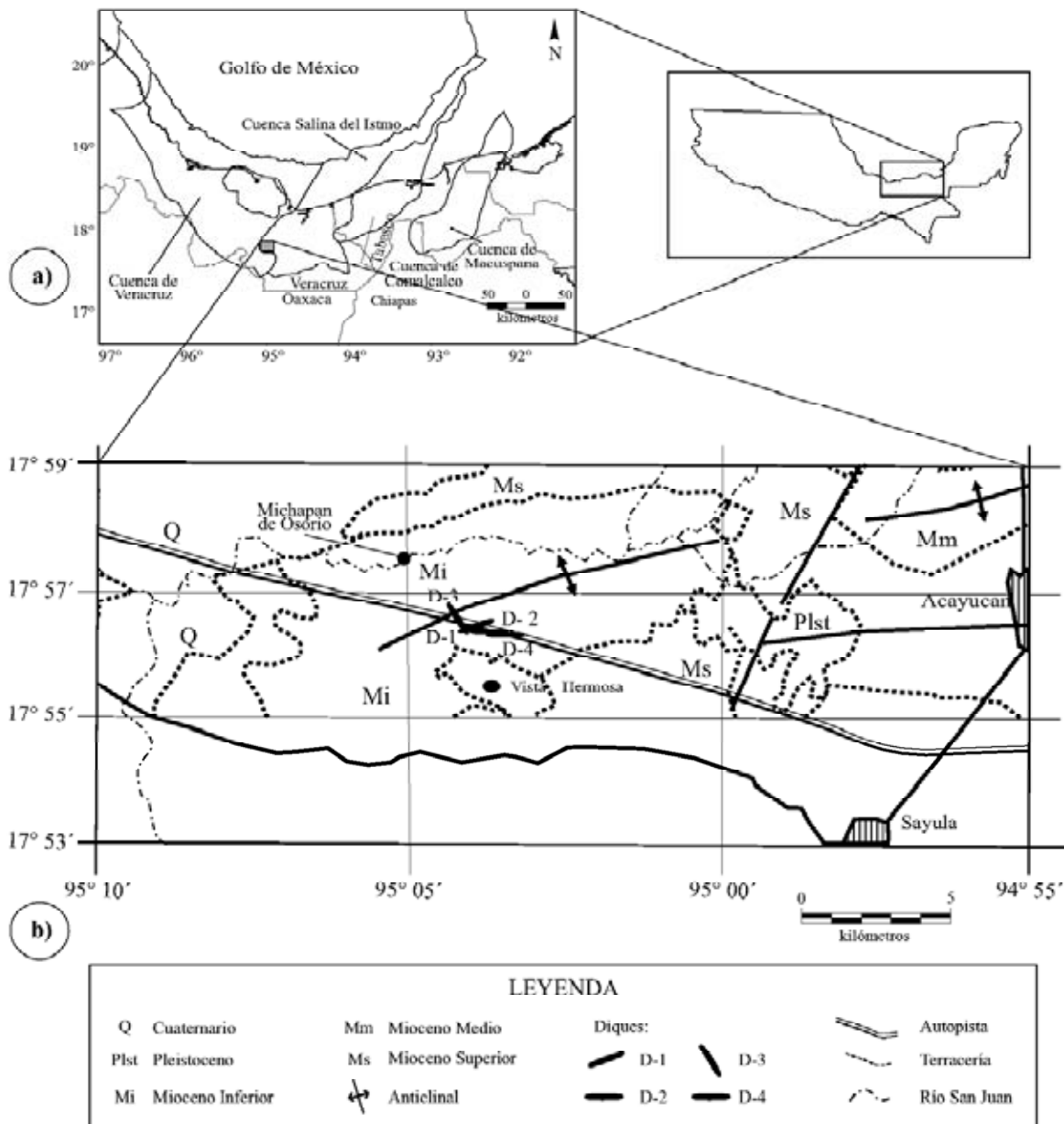


Figura 1. a) Plano de localización de la Cuenca Salina del Istmo. La Cuenca Salina del Istmo limita al N con el Golfo de México, al S con la Sierra de Chiapas, al W con la Cuenca de Veracruz y al E con la Cuenca de Comalcalco. b) Mapa geológico del área estudiada donde se muestra el Anticinal San Juan Evangelista. Los afloramientos de diques clásticos se ubican en el flanco SSE del anticlinal y están expuestos en cortes de la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos, entre los kilómetros 174 y 175 (geología tomada de Nicolás-López y Robles-Nolasco, 1990).

puede apreciarse la exposición de cuatro afloramientos con diques clásticos, los cuales se describen a continuación.

Dique 1

El afloramiento se localiza en el Km. 174.5 de la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos, en las coordenadas $X=295195.4829 - Y=1984899.9163$ (UTM). El dique se orienta al $N70^{\circ}E$ y se inclina 48° al $N55^{\circ}W$, cortando capas de arenisca tobácca de grano fino y margas (Figura 2); tiene un espesor de 50 a 55 cm y contiene dos tipos diferentes de clastos. Uno, formado por margas de color gris verdoso

(Cl_1) y, otro, de margas laminadas de color verde oscuro (Cl_2). Los clastos Cl_1 contienen ejemplares de *Globigerina* sp., *G. venezuelana*, *Globigerinoides trilobus trilobus*, *G. t. immaturus*, *Globorotalia* sp., *G. mayeri*, *Globoquadrina altispira* s.l. y *G. a. globosa* (Figura 3a-c), cuya asociación indica la presencia de la Zona M2 de Berggren et al. (1995), equivalente al Mioceno Temprano. Los clastos Cl_2 contienen escasos ejemplares de pequeños foraminíferos planctónicos indeterminados, con un tamaño que varía entre 123 y 144μ , con ornamentación reticulada, posiblemente del Eoceno u Oligoceno (Figura 3d-f). No se encontró microfauna en el

material arenoso del dique. Las capas de arenisca tobácea que son cortadas por el dique clástico contienen escasos y mal preservados ejemplares de *Globigerinoides* cf. *primordius* (Figura 3g) y *G. trilobus immaturus* de la Zona M1 y M2 de la base del Mioceno Temprano, en tanto que las capas de marga café verdoso contienen foraminíferos planctónicos muy mal conservados, recristalizados y generalmente rotos. Dentro de estos últimos se identifican ejemplares de *Globigerinoides* spp., *G. trilobus trilobus*, *Globigerina venezuelana*, *Globorotalia mayeri*, *Catapsydrax dissimilis* y *C. stainforthi* (Figura 3h-l). Esta asociación microfaunística se asigna a la Zona M3 del Mioceno temprano (Berggren *et al.*, 1995).

Dique 2

Este dique se localiza en el Km. 174.450 de la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos, en las coordenadas X=295235.3078 – Y=1984908.7274 (UTM). Se trata de un dique arcuado con un espesor de 35 a 45 cm que aflora por una distancia de 10 a 15 m y se inclina 19° al N35°W (Figura 4a). El dique presenta textura arenosa de grano medio a grueso, es de color claro, con tonalidades morado tenue y dentro de él se pueden apreciar abundantes clastos de marga en tonos verdosos, con diámetros entre 2 y 5 cm (Figura 4b). Unos clastos (Cl₃) contienen microfauna planctónica y bentónica relativamente bien conservada aunque poco recristalizada y que corresponde a ejemplares de *Cassigerinella chipolensis* (Figura 3m, n), *Globigerina* cf. *ciperoensis ciperoensis*, *G. venezuelana*, *G. gortanii* (Figura 3o), *Globorotalia opima nana* (Figura 3p) y *Catapsydrax dissimilis*. Esta asociación microfaunística abarca el límite de las zonas P21/22 de Berggren *et al.* (1995) y se asigna al Oligoceno tardío. Otros clastos, Cl₁, contienen ejemplares de *Globigerina venezuelana* (Figura 3q), *Globorotalia mayeri* (Figura 3r) y *G. fohsi peripheroronda* del Mioceno Temprano-Medio. La secuencia cortada por el dique está formada por capas de marga de color café y gris; éstas contienen foraminíferos planctónicos y bentónicos de la base del Mioceno Temprano, los cuales exhiben aplastamiento y deformación. La asociación microfaunística está caracterizada por la presencia de abundante *Globorotalia mayeri*, *G. opima nana/continua*, *G. obesa*, *Catapsydrax dissimilis* (Figura 3s), *C. stainforthi*, escaso *Globigerinoides primordius*, *G. trilobus immaturus*, *G. t. trilobus* y *Globigerina venezuelana*. Esta asociación y la ausencia de ejemplares de *Globoquadrina* spp., que aparecen ligeramente por encima de la base del Mioceno, sugiere que las capas intrusionadas pueden pertenecer a la Zona M1 de la base del Mioceno (Berggren *et al.*, 1995). Los foraminíferos bentónicos corresponden principalmente a *Oridorsalis variapertura*, *Martinotiella* sp., *Chilostomella ovoidea*, *Ch. czizeki*, *Pullenia bulloides* y *Brizalina alata*, característicos de un ambiente batial (Pemex-IMP, 2000). En la arena del dique se encontraron ejemplares de *Globigerina ciperoensis* s.l. del Oligoceno, *G. juvenilis* (Figura 3t), así como otros foraminíferos planctónicos no identificados,

posiblemente pertenecientes al género *Truncorotaloides*, *Acarinina?* y *Cribrohantkenina?* del Eoceno (Figura 3u-x).

Dique 3

El dique 3 se localiza en el Km. 173.5 de la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos, en las coordenadas X=295701.3447 – Y=1984977.6850 (UTM). Tiene un rumbo N32°W y se inclina 65° al N78°E, intrusionando a capas de arena de grano medio a grueso que yacen horizontalmente (Figura 5). Desafortunadamente, tanto el dique, los clastos y las capas intrusionadas carecen de microfauna. Sin embargo, es importante mencionar que capas muy cercanas a este afloramiento contienen una asociación de microfósiles planctónicos del Mioceno Temprano, tales como *Catapsydrax dissimilis*, *Globorotalia mayeri* y *Globigerinoides* spp.

Dique 4

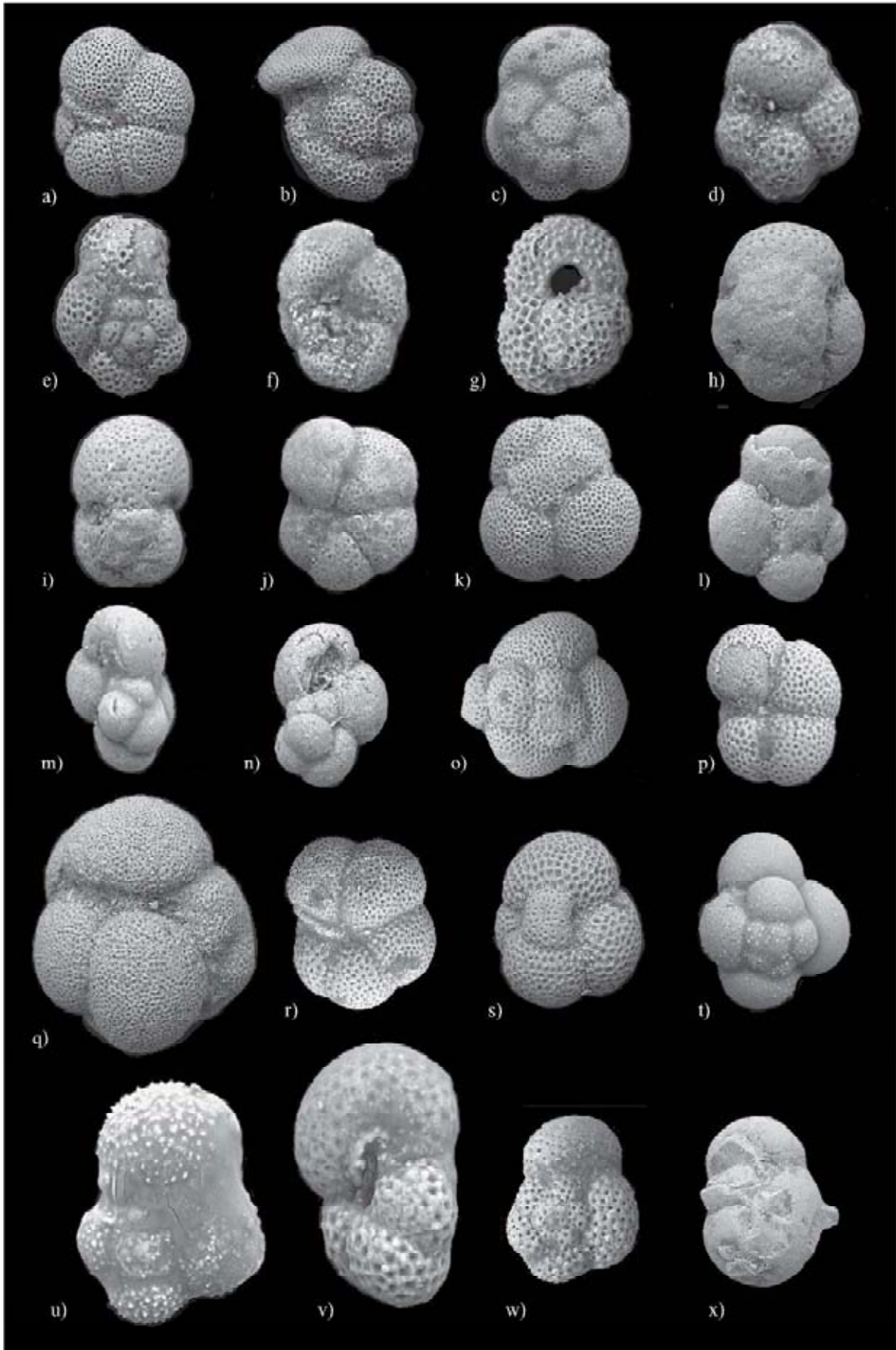
El Dique 4 aflora en el Km. 174.7 de la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos, debajo del Puente a Vistahermosa, en las coordenadas X=294230.461 – Y=1984651.662 (UTM). Se trata de un dique arenoso-conglomerático, con rumbo E-W que se inclina 19° al S36°E y se observa por una distancia de 10 a 12 m (Figura 6a). El afloramiento parece representar dos diques paralelos entre sí conteniendo grandes clastos de marga de hasta 15 cm de diámetro (Figura 6b). Las margas intrusionadas se inclinan 11° al S45°E y contienen escasos y mal conservados ejemplares de *Globigerinoides trilobus trilobus*, *G. t. immaturus* y *G. altiapertura* que permiten asignarlas a la Zona M2 del Mioceno Temprano (Berggren *et al.*, 1995). Los clastos alojados dentro del dique no contienen microfauna.

DISCUSIÓN

Uno de los principales retos en la interpretación de los mecanismos que producen la inyección de diques



Figura 2. Afloramiento del dique 1 en el Km. 174.5 de la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos. El dique arenoso tiene un espesor de 50 a 55 cm y corta capas de arenisca tobácea de grano fino y marga. Ubicación en Figura 1b.



clásticos es identificar la profundidad de la cual proviene el sedimento que forma los diques y conocer la edad del evento de intrusión. En este trabajo se consiguió fechar por métodos bioestratigráficos los sedimentos formadores de los diques, los clastos inmersos en la arena de los diques y las rocas intrusionadas. Ello permitió establecer indirectamente el espesor atravesado por las inyecciones clásticas y el límite inferior para el tiempo de intrusión. A continuación se discuten los resultados bioestratigráficos obtenidos y su importancia en la interpretación de los mecanismos que inducen la inyección de materiales arenosos para formar los diques clásticos.

Un dique de arena puede formarse a cualquier profundidad, siempre y cuando exista una fuente de arena no consolidada que pueda ser fluidizada (Jolly and Lonergan, 2002). La profundidad de intrusión puede calcularse aproximadamente a partir de la edad y espesor conocidos de las unidades cortadas por los diques, aunado a las edades de estos últimos. Para el subsuelo de la Cuenca Salina del Istmo se han reportado espesores entre 600 y 1,000 m de Oligoceno, mientras que el Mioceno Temprano rebasa los 1,000m, p. ej., pozos Fontana 1 (1,830m) y Sureño 1A (1,215 m) (Petróleos Mexicanos, Zona Sur, informes inéditos de pozos). Cabe mencionar que para la parte occidental de la cuenca, que incluye la región de Sayula, el espesor promedio del Oligoceno en el subsuelo es de 600 m, mientras que el Mioceno Temprano varía entre 350 y 415 m (Navarro-Baca, 1990; Oviedo-Pérez, 1996). En la Cuenca de Veracruz, aledaña a la localidad aquí estudiada, el espesor promedio del Mioceno Temprano en el subsuelo es de 615 m (Jennette *et al.*, 2003).

En el caso que nos ocupa, la arena de uno de los diques presenta foraminíferos mal conservados del Oligoceno (32.0–23.8 Ma) no asignados a alguna biozona en particular, así como muy escasos foraminíferos planctónicos posiblemente pertenecientes al Eoceno. Los clastos inmersos en los diques presentan principalmente foraminíferos planctónicos característicos de la Zona P21/P22 del Oligoceno tardío (29.4–23.8 Ma) y, en menor proporción, otros clastos contienen microfauna de la Zona M3 del Mioceno Temprano (18.8–17.3 Ma). Las capas de margas intrusionadas contienen foraminíferos planctónicos de las zonas M1 a M3 del Mioceno Temprano (23.8–17.3 Ma). Estos datos permiten proponer que la edad de los sedimentos que constituyen los diques es Oligoceno, y probablemente Eoceno. La presencia de escasos microfósiles del Eoceno puede implicar que

los diques incluyan arena del Oligoceno inferior, en cuyo caso sería un dato importante al calcular la profundidad de inyección. Los clastos incorporados a la arena durante el proceso de intrusión son del Oligoceno y Mioceno Inferior, en tanto que las capas intrusionadas corresponden al Mioceno Inferior. Combinando esta serie de edades obtenidas bioestratigráficamente, se asigna el límite mínimo de tiempo de intrusión de los diques clásticos en la localidad de Sayula con base en la edad más joven encontrada en la secuencia intrusionada, que equivale aproximadamente a 17.3 Ma, correspondiente a la parte alta del Mioceno Temprano, de acuerdo a la escala de Berggren *et al.* (1995). Esta información permite sugerir conservadoramente que los diques atravesaron una columna aproximada de 900 m de espesor, desde niveles estratigráficos inferiores (Oligoceno e incluso probablemente del Eoceno) hasta más jóvenes (Mioceno Inferior).

La presencia de los clastos de margas en la arena de los diques y el abrupto contacto entre los diques y las capas de margas intrusionadas sugiere que la compactación y consolidación de las margas ya había ocurrido antes de la inyección clástica. Se considera que la capa confinada de arena mantuvo su estado fluido antes de la inyección debido quizá a que estaba atrapada entre horizontes impermeables de margas. Este sello impermeable posiblemente promovió el desarrollo de condiciones de sobrepresión en el horizonte arenoso gracias a la enorme columna sedimentaria y, una vez relajadas, permitieron la pérdida de presión generando un flujo ascendente. De acuerdo con Lowe (1975), el proceso de inyección debe ser súbito, ya que un fluido difuso a bajas velocidades de un cuerpo de arena no es capaz de generar un gradiente de presión suficientemente alto para entrapar los granos de arena y su consecuente removilización. Cuando existen fallas o fracturas dentro del sedimento intrusionado, la presión del fluido del poro sólo necesita exceder el esfuerzo normal a través de la fractura para que ocurra la expansión y la posterior intrusión (Jolly and Lonergan, 2002). Se considera que el espesor de margas y arenas finas de casi 1,000 m de espesor en la localidad estudiada pudo haber sido suficiente para originar sobrepresión en el cuerpo o cuerpos de arena. Como se mencionó en párrafos anteriores, la edad mínima de intrusión de los diques clásticos determinada bioestratigráficamente en este estudio es posterior a 17.3Ma, equivalente a la parte alta del Mioceno Temprano. En este periodo se registra, en el borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo, la fase final del evento compresivo que

Figura 3. Foraminíferos planctónicos encontrados en la arena de los diques, los clastos de los diques y las capas intrusionadas. LV: lado ventral, LE: lado espiral, VP: vista de perfil. a-c: Dique 1, clasto 1; a: *Globorotalia mayeri*, LV, 241 μ ; b: *Globoquadrina altispira globosa*, VP, 333 μ ; c: *Globoquadrina altispira* s.l., LE, 333 μ . d-f: Dique 1, clasto 2; d: Foraminífero planctónico indeterminado, LV, 123 μ ; e: Foraminífero planctónico indeterminado, LE, 144 μ ; f: Foraminífero planctónico indeterminado, LV, 124 μ . g: *Globigerinoides* cf. *primordius*, LV, 145 μ ; arenisca tobácea cortada por el dique 1. h-l: Capas de margas cortadas por el dique 1; h: *Catapsydrax dissimilis dissimilis*, LV, 271 μ ; i: *Globigerinoides trilobus immaturus*, VP, 196 μ ; j: *Globorotalia mayeri*, LV, 261 μ ; k: *Catapsydrax stainforthi*, LV, 278 μ ; l: *Catapsydrax stainforthi*, LV, 244 μ . m-p: Dique 2, clasto 3; m: *Cassigerinella chipolensis*, VP, 129 μ ; n: *Cassigerinella chipolensis*, LE, 120 μ ; o: *Globigerina gortantii*, LE, 382 μ ; p: *Globovalva optima nana*, LV, 192 μ . q-r: Dique 2, clasto 4; q: *Globigerina venezuelana*, LV, 617 μ ; r: *Globorotalia mayeri*, LV, 240 μ . s: *Catapsydrax dissimilis ciperensis*, LV, 383 μ ; capa de margas cortada por el dique 2. t-x: Arena del dique 2; t: *Globigerina juvenilis*, LE, 125 μ ; u: *Truncorotaloides* sp., LE, 177 μ ; v: *Acarinina* ? sp., VP, 95 μ ; w: *Acarinina* ? sp., LE, 175 μ ; x: *Cribrohamkenina* ? sp., LE, 411 μ .

origina, en una primera etapa, fallas inversas; dicho evento culmina en el Mioceno Medio-Tardío, originando, en una segunda etapa, fallas de transurrencia (Paz-Ávila, 1998). Las fracturas utilizadas como conductos de los sedimentos no consolidados pueden corresponder a fracturas de origen tectónico, asociadas precisamente a la etapa compresiva. Por lo tanto, se infiere que los diques aquí reportados pudieron haberse emplazado en la secuencia sedimentaria miocénica en esa primera etapa de compresión tectónica que debió



Figura 4. a: Afloramiento del dique 2 en el Km. 174.450 de la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos. Este dique tiene un espesor de 35 a 45 cm y aflora por una distancia de 10 a 15 metros. b: Clastos de marga inmersos en la arena del dique 2. Los clastos miden entre 2 y 5 cm. Ubicación del afloramiento en la Figura 1b.

formar el Anticlinal San Juan Evangelista (Figura 1). Las fracturas se desarrollan por la aplicación de fuerzas externas, generalmente asociadas a un campo o tensor de esfuerzos y pueden estar ligadas a diastrofismo, como en el caso de plegamiento y fallamiento (Aguilera, 1995). La geometría de las fracturas así formadas puede tener diferentes orientaciones, como lo señalan las dos diferentes orientaciones observadas en los diques aquí reportados (Figura 1 y Figura 7). Con lo anterior se infiere que la formación de los diques en cuestión tiene un origen tectónico, descartando otros posibles mecanismos de inducción, tales como la sismicidad y los fenómenos deposicionales. No se considera viable un mecanismo inducido por sismicidad debido a que éste se ha reportado exclusivamente en ambientes sedimentarios terrestres y costeros recientes, en tanto que la localidad aquí estudiada comprende una secuencia sedimentaria de ambientes marinos profundos y bien consolidada. Por otro lado, la ausencia de depósitos inducidos por gravedad, e.g., *slumping*, aunada a las condiciones de aguas profundas y a la gran escala vertical de las inyecciones estudiadas, descarta la posibilidad de que un mecanismo deposicional haya formado los diques aquí descritos.

Un modelo sencillo puramente esquemático que ilustra el proceso que pudo haber activado la inyección de los diques clásticos aquí estudiados se presenta en la Figura 7. Este modelo se basa principalmente en las evidencias



Figura 5. Afloramiento del dique 3 en el Km. 173.5 de la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos. Este dique intrusión a capas de arena de grano medio a grueso que yacen horizontalmente. Ubicación indicada en la Figura 1b.

micropaleontológicas proporcionadas por los foraminíferos planctónicos reportados, así como en la geología y régimen tectónico de la localidad. A finales del Mioceno Temprano se registra un evento compresivo con formación de fallas inversas (Paz-Ávila, 1998). Al parecer, en esta etapa de compresión, fallamiento y fracturamiento, las arenas sobrepresurizadas no consolidadas fueron removilizadas e inyectadas súbitamente hacia arriba, utilizando los planos de debilidad como conducto (Figura 7). El fluido de arena bajo presiones elevadas fue transportado aproximadamente 900 m hacia niveles estratigráficos superiores constituidos por paquetes de margas y arena oligocénicos y miocénicos ya litificados. Fragmentos de estas capas fueron arrancados e incorporados a la intrusión en forma de clastos. Una vez disipada la presión en la fractura, debido quizá a la disminu-

ción de la presión del fluido en la capa de arena, el sistema de transporte fluido se detuvo, dejando como resultado los diques clásticos en las fracturas. Puesto que en la localidad no se observaron diques en secuencias aledañas más jóvenes, se infiere que éstos se emplazaron hasta niveles del Mioceno Temprano.

CONCLUSIONES

Se reportan asociaciones de foraminíferos planctónicos en diques clásticos emplazados en una sucesión sedimentaria terrígena del Mioceno en la Cuenca Salina del Istmo. Estos diques constituyen un claro ejemplo de inyecciones clásticas en sedimentos marinos de aguas profundas. La arena de uno de los diques contiene foraminíferos mal conservados asignados al Oligoceno y muy escasos foraminíferos planctónicos posiblemente pertenecientes al Eoceno. Los clastos incorporados a la arena durante el proceso de intrusión son del Oligoceno y Mioceno Inferior, en tanto que las capas intrusionadas corresponden al Mioceno Inferior. Combinando esta serie de edades obtenidas bioestratigráficamente, se asigna el límite mínimo de tiempo de intrusión de los diques clásticos con base a la edad más joven encontrada en la secuencia intrusionada, que equivale aproximadamente a 17.3 Ma, correspondiente a la parte alta del Mioceno Temprano. La arena provino de niveles estratigráficos inferiores –al menos del Oligoceno y quizá Eoceno– y se inyectó hacia arriba a través de un gradiente de presión litostática ejercida por el grueso paquete sedimentario, aprovechando así mismo fracturas o planos de

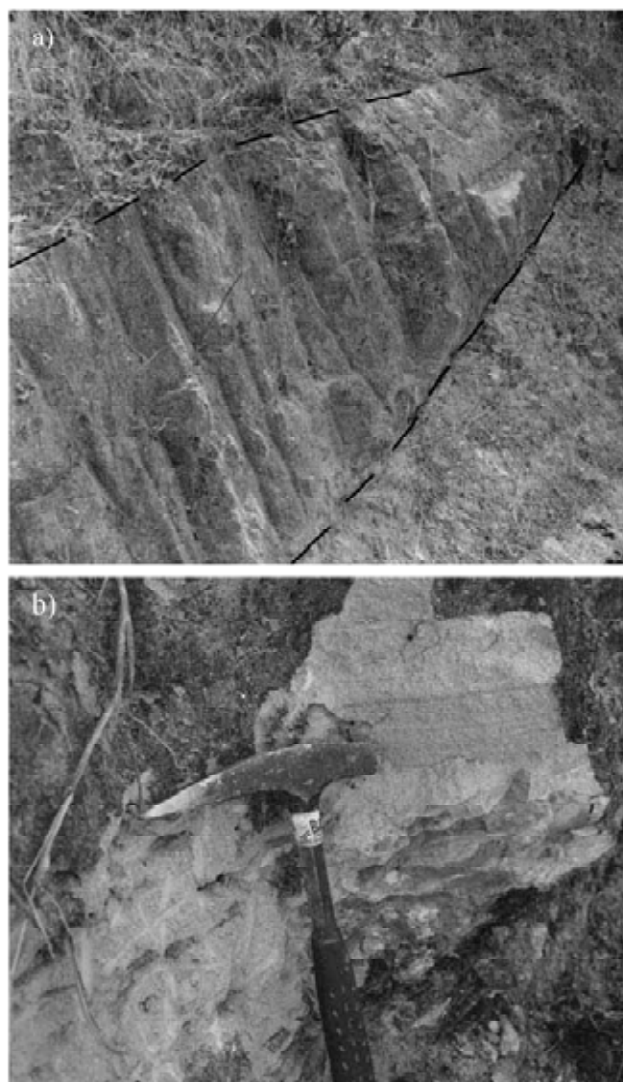


Figura 6. a: Afloramiento del dique 4 en el Km. 174.7 de la autopista La Tinaja-Coatzacoalcos. Este dique es de constitución arenoso-conglomerática y tiene un espesor de 110 cm; se observa por una distancia de 12 metros. b: Grandes clastos de margas de hasta 15 cm de diámetro inmersos en la arena del dique 4. Ubicación indicada en la Figura 1b.

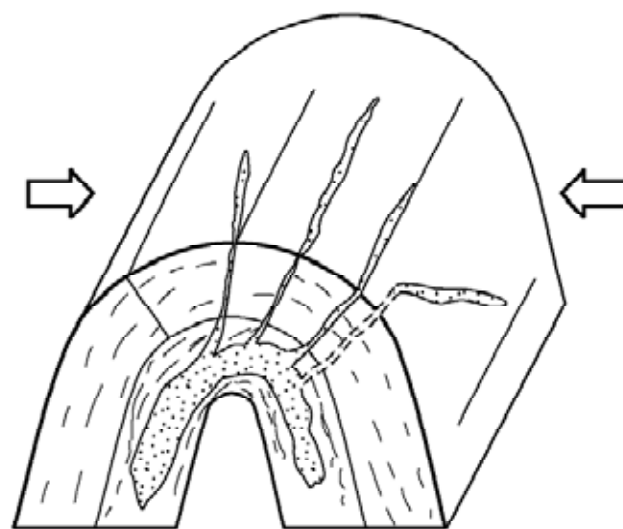


Figura 7. Modelo esquemático que ilustra el posible mecanismo de inyección de los diques clásticos en el Anticlinal San Juan Evangelista, en el borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo. Cuerpos sobrepresurizados de arena no consolidada inyectan súbitamente material arenoso a través de planos de debilidad originados por plegamiento asociado al evento compresivo del Mioceno Temprano.

debilidad originados en la etapa compresiva a finales del Mioceno Temprano. Se estima que la inyección atravesó, al menos, una columna estratigráfica de 900 m.

AGRADECIMIENTOS

Este reporte forma parte del trabajo desarrollado durante los estudios doctorales de la primera autora, auspiciados por el Instituto Mexicano del Petróleo (IMP). Agradecemos a Jesús Frago, Guillermo Aguilar, Marcela Ugarte y Gerardo Hernández del IMP por el apoyo en el procesamiento de las muestras, la toma de fotografías de los microfósiles y la elaboración de figuras, respectivamente. Los comentarios y discusiones con los Dres. Gustavo Murillo, Juan Bermúdez, Dante Morán y Ricardo Torres favorecieron en buena medida la versión previa del artículo, por lo que les damos especialmente las gracias. Así mismo, agradecemos a los Dres. Eustoquio Molina (Universidad de Zaragoza, España), Luis Velasquillo (IMP-Programa de YNF) y Josep Maria Bernaus (Oolithica Geosciences, Reino Unido), por sus evaluaciones y comentarios tan enriquecedores.

REFERENCIAS

- Aguilera, R., 1995, Naturally Fractured Reservoirs: Tulsa, Oklahoma, PennWell Books, 2ª edición, 521 p.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., Aubry, M-P., 1995, A Revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy, en Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M-P., Hardenbol, J. (eds.), Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation: Tulsa, Oklahoma, Society for Sedimentary Geology, SEPM Special Publication, 54, 129-212.
- Cabrera-Castro, R., Lugo-Rivera, J.E., 1988, Estratigrafía-Sedimentología de las Cuencas Terciarias: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 36(2), 3-55.
- Carfantan, J.C., 1986, Du Systeme Cordillérain Nord-Américain du Domaine Caraibe: Etude Géologique du Mexique Meridional: Chambéry, Université de Savoie, Mémoire de Thèse de Doctorat d'Etat des Sciences, 558 p.
- Guzmán, A.E., 1999, Estado de la Exploración Petrolera en México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 48(1-2), 16-42.
- Hiscott, R.N., 1979, Clastic sills and dikes associated with deep-water sandstones, Tourelle Formation, Ordovician, Quebec: Journal of Sedimentary Petrology, 49(1), 1-10.
- Jennette, D., Wawrzyniec, T., Fouad, K., Dunlap, D.B., Meneses-Rocha, J., Grimaldo, F., Muñoz, R., Barrera, D., Williams-Rojas, C.T., Escamilla-Herrera, A., 2003, Traps and turbidite reservoir characteristics from a complex and evolving tectonic setting, Veracruz Basin, southeastern Mexico. American Association of Petroleum Geologists, 87(10), 1599-1622.
- Jenssen, A.I., Bergslien, D., Rye-Larsen, M., Lindholm, R.M., 1993, Origin of complex mound geometry of Paleocene submarine-fan reservoirs, Balder Field, Norway, en Parker, R.J. (ed.), Petroleum Geology of Northwest Europe, Proceedings of the 4th Conference: Geological Society of London, 123-133.
- Jolly, R.J.H., Lonergan, L., 2002, Mechanisms and controls on the formation of sand intrusions: Journal of the Geological Society of London, 159, 605-617.
- Lonergan, L., Lee, N., Johnson, H.D., Cartwright, J.A., Jolly, R.J.H., 2000, Remobilisation and injection in deepwater depositional systems; implications for reservoir architecture and prediction, en Weimer, P., Slatt, R.M., Coleman J., Rosen, N.C., Nelson, H., Bouma A.H., Styzen, M.J., Lawrence, D.T. (eds.), Deep Water Reservoirs of the World, 20th Annual Bob F. Perkins Research Conference: Houston, TX, Society for Sedimentary Geology, Gulf Coast Section, GCSSEPM Foundation, 515-532.
- López-Ticha, C.D., 1976, Prospecto Tonalapa San Juan Evangelista: Petróleos Mexicanos, Zona Sur, Informe Geológico No. 703, 1-32 (inédito).
- Lorenz, J.C., Teufel, L.W., Warpinski, N.R., 1991, Regional Fractures I: A mechanism for the formation of regional fractures at depth in flat-lying reservoirs: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 75(11), 1714-1737.
- Lowe, D.R., 1975, Water escape in coarse-grained sediments: Sedimentology, 22, 157-204.
- Molyneux, S.J.M., Cartwright, J.A., Lonergan, L., 2001, Large scale deepwater sediment remobilization: examples from North Sea 3D seismic and outcrop: en Rock the Foundation Convention, Calgary, Alberta, Junio 18-22: Canadian Society of Petroleum Geologists, 009-1009-11.
- Navarro-Baca, F., 1990, Interpretación Geológico-Geofísica de la Región Sal Somera, Estado de Veracruz: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, División de Estudios de Posgrado, Tesis Maestría, 84 p.
- Nicolás-López, R., Robles-Nolasco, J., 1990, Prospecto Hoja Minatitlán, escala 1:250,000, Informe 1113, Plano 8388: Petróleos Mexicanos, Zona Sur, Coordinación Regional de Distritos de Exploración (inédito).
- Oviedo-Pérez, A., 1996, Evolución neógena de las cuencas terciarias del Sureste: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, División de Estudios de Posgrado, Tesis Maestría, 91 p.
- Paz-Ávila, B., 1998, Modelo tectónico sedimentario del proyecto Papaloapan "B" del Activo de Exploración Salina: Revista de Ingeniería Petrolera, 38(7), 48-63.
- Petróleos Mexicanos-Instituto Mexicano del Petróleo (PEMEX-IMP), 2000, Tabla Paleobatimétrica General de las Áreas Petroleras de México: Grupo de Especialistas de Paleontología, Proyecto de Integración Bioestratigráfica (inédito).
- Quezada-Muñeton, J.M., 1987, El Cretácico Medio-Superior y el Límite Cretácico Superior-Terciario Inferior en la Sierra de Chiapas: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 39(1), 3-98.
- Reimnitz, E., Marshall, N.F., 1965, Effects of the Alaska earthquake and tsunami on recent deltaic sediments: Journal of Geophysical Research, 70, 2363-2376.
- Reineck, H.E., Singh, I.B., 1975, Depositional sedimentary environments; with reference to terrigenous clastics: New York, Springer-Verlag, 439 p.
- Rowe, C.A., Mustard, P.S., Mahoney, J.B., Katnick, D.C., 2002, Oriented clastic dike swarms as indicators of paleoslope? An example from the Upper Cretaceous Nanaimo Group, Canada: Journal of Sedimentary Research, 72(1), 192-200.
- Shoulders, S., Cartwright, J., 2004, Constraining the depth and timing of large-scale conical sandstone intrusions: Geology, 32(8), 661-664.
- Truswell, J.F., 1972, Sandstone sheets and related intrusions from Coffee Bay, South Africa: Journal of Sedimentary Petrology, 42, 578-583.
- Winslow, M.A., 1983, Clastic dike swarms and the structural evolution of the foreland fold and thrust belt of the southern Andes: Geological Society of America Bulletin, 94, 1073-1080.

Manuscrito recibido: Febrero 7, 2005

Manuscrito corregido recibido: Marzo 22, 2005

Manuscrito aceptado: Marzo 26, 2005

Reconnaissance microfossil and magnetic stratigraphy of the Miocene Sayula-Isla sequence, Veracruz, Mexico

Luis M. Alva-Valdivia¹, María Carmen Rosales^{2,3}, Mouloud Benammi¹, Manuel Grajales-Nishimura³, Avto Gogitchaichvili¹ and Jaime Urrutia-Fucugauchi¹

¹ *Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear, Instituto de Geofísica, UNAM, México, D. F., MEXICO.*

² *Instituto de Geología, UNAM, México D.F., MEXICO*

³ *Subdirección de Exploración y Producción Geociencias, IMP, México, D. F., MEXICO*

Received: August 20, 2001; accepted: February 18, 2002.

RESUMEN

Se realizó un estudio piloto de biomagnetoestratigrafía en la bien definida (paleontológicamente) secuencia sedimentaria del Mioceno-Temprano a Medio en Sayula-Isla (sur de Veracruz, México). Se incluyen resultados de magnetismo de rocas como adquisición de magnetismo remanente isotermal (IRM) y experimentos de histéresis. Las curvas de adquisición de IRM resultaron muy parecidas en todas las muestras. Se alcanzó saturación en campos moderados del orden de 150-200 mT, sugiriendo espinelas como portadores de remanencia. De las razones de los parámetros de histéresis, parece que todas las muestras caen en la región del tamaño de grano pseudo-dominio-simple (PSD) o multidominio (MD). En la mayoría de las unidades estudiadas se pudieron observar de una a dos componentes paleomagnéticas. Se eliminaron fácilmente pequeñas componentes secundarias a temperaturas de 100-180°C. Algunas muestras mostraron comportamiento térmico inestable, sugiriendo la presencia de magnetización multicomponente. Se definieron las componentes de magnetización característica después de 250°C para esas muestras. La comparación de las zonas de polaridad de la sección Sayula-Isla muestra algunos problemas a causa de la escasez en el contenido de microfósiles. Se requieren más datos para definir con mayor detalle la Escala Geomagnética Temporal de Polaridad Local; sin embargo, se obtuvo una razonablemente buena correlación para las biozonas del Mioceno-Temprano a Medio de la Cuenca Salina del Istmo.

PALABRAS CLAVE: Magnetoestratigrafía, bioestratigrafía, secuencia sedimentaria, México.

ABSTRACT

A pilot biomagnetostratigraphic study has been performed on the paleontologically well constrained Early-Middle Miocene sequence at Sayula-Isla (southern Veracruz, Mexico). Rock magnetic investigations included isothermal remanence (IRM) acquisition and hysteresis experiments. IRM acquisition curves were found very similar for all samples. Saturation is reached in moderate fields of the order of 150-200 mT, which points to some spinels as remanence carriers. Judging from the ratios of hysteresis parameters, it seems that all samples fall in the pseudo-singledomain (PSD) or multidomain (MD) grain size region. In most of studied units one to two paleomagnetic components could be recognized. Small secondary components were easily removed applying 100-180°C. Some of the samples yielded unstable thermal behavior suggesting evidence for multicomponent magnetization. Characteristic remanent magnetization components have been defined after 250°C for these samples. The comparison of the Sayula-Isla polarity zonation poses some problems because of scarce microfossil content in studied sections. More data are required to better constrain the local Geomagnetic Polarity Time Scale, but reasonably good correlation was obtained for the Early-Middle Miocene biozones in the Salina del Istmo basin.

KEY WORDS: Magnetostratigraphy, biostratigraphy, sedimentary sequence, Mexico.

INTRODUCTION

Magnetostratigraphy studies of sedimentary rocks have proven to be a successful tool to determine the age and to make correlation between different series of terrestrial and oceanic sediments (Butler and Opdyke, 1979; Channell *et al.*, 1984; Ogg and Lowrie, 1986; Heller *et al.*, 1988; McNeill *et al.*, 1988; Aissaoui *et al.*, 1990; 1991; King and Channell, 1991). This method is based on the reversals of the geomag-

netic field, which since the Miocene to the present has switched polarity more than 50 times. The reversal process, due to the dipolar nature of the geomagnetic field, takes from 10^3 to 10^4 years. Consequently, magnetostratigraphic studies can give very high resolution within this order of time.

Because the time involved between reversals is a random variable, the sequence of thicknesses of magneto-

in each part of a uniform deposited section is a characteristic mark that can be correlated between distant sections and compared to the geomagnetic polarity time scale (GPTS). The GPTS was established, and finely calibrated, based on radiometric isotopes, marine magnetic anomalies, and magnetostratigraphic studies. During the last three decades magnetostratigraphy has been essential for the calibration of the geologic time. It gives the link between the GPTS and biozones/bioevents, and therefore of geologic limits. The absolute radiometric ages and/or biozones are correlated directly to the GPTS in magnetostratigraphic sections creating a pattern of local GPTS. The aim of this work is to create a local GPTS supported by microfossil identification in our study area. Eventually, this will be useful to determine the absolute ages of microfossil sterile horizons and/or with poorly-preserved fossils, by interpolation using the local pattern of GPTS.

The microfossil data from the Sayula-Isla sedimentary sequence suggest that the sections belong to lower and middle Miocene. Therefore, paleomagnetic sampling was made to define the magnetic polarity reversals from each section. The time-span and the expected number of reversal magnetic polarities were defined by biostratigraphy. In an attempt to resolve the very short reversal polarities, the sampling was very dense in these sections.

GEOLOGIC SETTING AND BIOSTRATIGRAPHY

The sedimentary succession studied is located along La Tinaja-Coatzacoalcos highway (Figure 1). This area is geologically located in the Salina del Istmo basin that includes the northern part of the Tehuantepec Isthmus. The area comprises the coastal part of the Gulf of Mexico to the north, and small hills towards the south. The general structure results from complex folding due mainly to saline tectonism. The age succession ranges from Triassic to Recent. The oldest rocks are in the southern part of the basin, in the Sierra Madre Oriental, while the recent rocks are located towards the coastal plain.

The series are composed by dark gray sediments, sometimes slightly bluish, constituted by sandy lutite layers, with micaceous material, sometimes alternated with very thin layers of fine sand and in others with a great amount of volcanic ash.

A brief microfossil description of the sections is found below, and some representative examples of the best fossils are shown in Figure 2.

Section 1. The plankton foraminifers of section 1 are few and poorly preserved. Genus *Catapsydrax* is recognized

as characteristic of the early Miocene. However, we cannot assign the samples to a specific zone within the early Miocene.

Section 2. Detailed study of the planktonic foraminifers of this section indicates that they belong to an Early Miocene age. The planktonic foraminifers are well preserved, allowing, in most cases, a suitable identification. The microfossil association is composed essentially of *Globigerinoides primordius*, *G. trilobus trilobus*, *G. t. immaturus*, *Catapsydrax dissimilis*, *C. stainforthi*, *Globorotalia mayeri*, *Globigerina venezuelana* and *Globorotaloides suteri*. The existence of *Catapsydrax stainforthi*, *C. dissimilis*, *Globigerinoides primordius* and *G. altiapertura*, places the samples of this series in the lower part of the *Catapsydrax dissimilis* zone defined by Bolli et al., 1985, equivalent to Zone N5 of Blow (1969) in the Early Miocene.

Section 3. Samples 1 to 12 are mainly marls of cream color where the microfossils go from few to abundant. Plankton foraminifers predominate, except in samples 4, 5, 9, 10 and 14, where benthic foraminifers are more abundant. The plankton foraminifers association is represented mainly by *Globigerina praebulloides praebulloides*, *G. venezuelana*, *G. yeguaensis*, *Globigerinoides diminutus*, *G. bisphericus*, *G. toruber*, *G. trilobus immaturus*, *G. trilobus trilobus*, *Globoquadrina globosa cf. altispira*, *G. dehiscens*, *Globorotalia mayeri*, *G. obesa*, *Praeorbulina glomerosa curva*, *P. g. glomerosa*, *P. sicana* and *P. transitory*.

Globigerinoides specimens are extremely abundant compared to those of *Globigerina* and of other genera. The species *G. diminutus* is the most abundant of the *Globigerinoides*, especially in samples 1 to 4, corresponding to the upper part of the section. The species of *Praeorbulina* are badly preserved, but could be determined specifically. Note the absence of *Globigerinatella insueta*, a zonal marker of the upper part of lower Miocene (Bolli & Saunders, 1985). In general, the benthic foraminifers are badly preserved except *Planulina* and *Nodosaria*, which are recognizable.

The middle Miocene age is assigned to samples 1 to 12, corresponding to *Praeorbulina glomerosa* zone of Bolli & Saunders (1985), equivalent to Zone N8 of Blow (1969). The age assigned is based on the association of *Praeorbulina glomerosa glomerosa*, *P. g. curved*, *P. sicana* and *Globigerinoides bisphericus*. According to Bolli & Saunders (1985), the zone of *Praeorbulina glomerosa* includes the first appearance of this species until the last appearance of *Globigerinatella insueta*. These authors also observe the absence of the genus *Catapsydrax*; this study

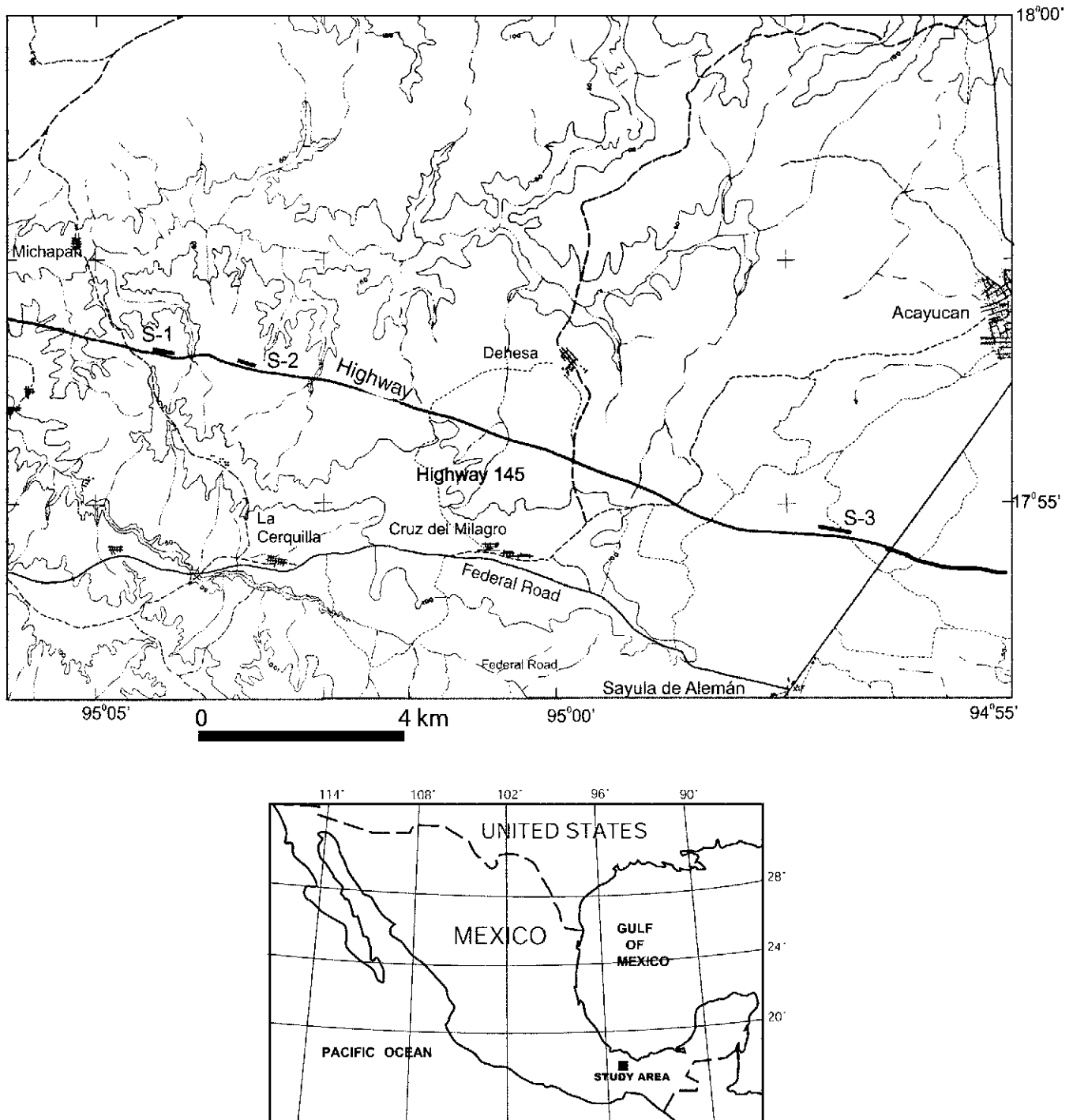


Fig. 1. Location of Lower Miocene sections along the La Tinaja-Coatzacoalcos highway. S-1, S-2 and S-3 refers to section number as described in the text.

confirms this observation. Abundant but non continuous presence of *Globigerinoides diminutus* was observed mainly in the youngest part of the section.

The *Praeorbulina glomerosa* zone is characterized by the evolutionary transition of this species with the subspe-

cies *P. curva*, *P. glomerosa* and *P. circularis*, finalizing with the development of *Orbulina suturalis* (Bolli & Saunders, 1985). In this respect, the only transition observed in the studied samples is perhaps from *P. g. curva* to *P. g. glomerosa*, specifically from samples 9 to 10. There was no evidence of *Orbulina suturalis*.

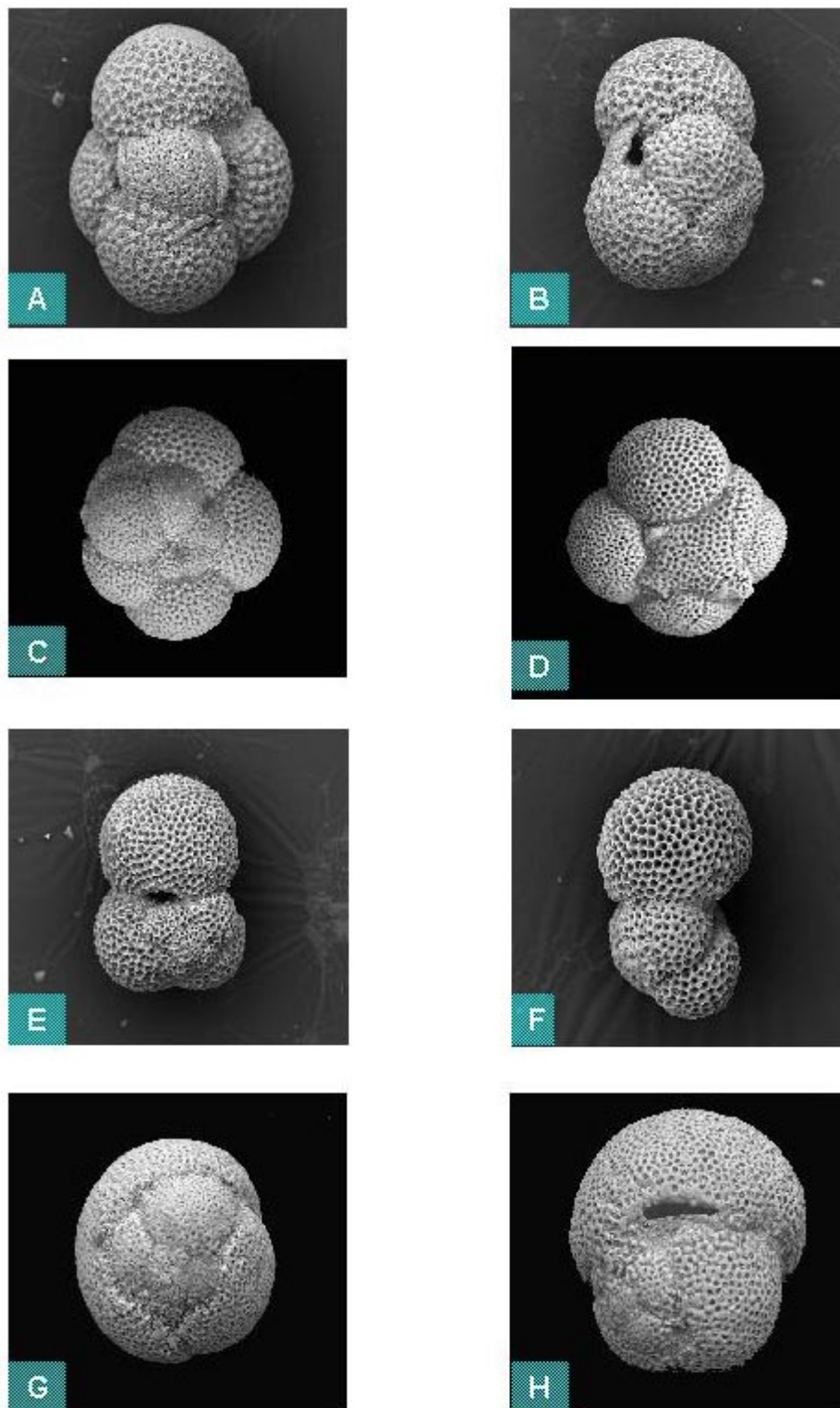


Fig. 2. Early Miocene plankton foraminifers from the Sayula region. (A) *Catapsydrax dissimilis* Cushman & Bermudez. Umbilical view x 140. Size: 428 microns. Section-1. Zone N-5. (B) *Catapsydrax dissimilis* Cushman & Bermudez. Side view x 140. Size: 344 microns. Seq-1. Zone N5. (C) *Catapsydrax stainforthi* Bolli, Loeblich & Tappan. Dorsal view x 150. Size: 357 microns. Seq-1. Zone N5. (D) *Catapsydrax stainforthi* Bolli, Loeblich & Tappan. Umbilical view x 180. Size: 325 microns. Seq-1. Zone N5. (E) *Globigerinoides primordius* Blow & Banner. Dorsal view x 140. Size: 287 microns. Seq-1. Zone N5. (F) *Globigerinoides primordius* Blow & Banner. Side view x 200. Size: 208 microns. Seq-1. Zone N5. (G) *Praeorbulina glomerosa* Dorsal view x 150. Size: 357 microns. Seq-3. Zone N8. (H) *Globigerinoides bisphericus* Todd. Umbilical view x 140. Size: 448 microns. Seq-3. Zone N8.

MAGNETIC EXPERIMENTS

In total 63 oriented blocks belonging to three sedimentary sequences were sampled. Commonly the outcrops extend laterally over several tens of meters. In these cases we got typically one block per layer and then oriented with magnetic compass. The samples were distributed throughout each unit both horizontally and vertically in order to minimize the effects of block tilting and lightning. Small cubes were cut at the Instituto Mexicano del Petroleo (IMP) in 2 cubic-cm size. Some parts of the sequence could not be sampled because of lack of consistency of layers.

Acquisition of IRM

To determine the isothermal remanent magnetization (IRM) curves a previously AF demagnetized sample from all units was subjected to magnetic fields along vertical axes. The magnetic fields were steadily increased up to 3.2 T, their remanence being measured after each step. IRM acquisition curves were found very similar for all samples (Figure 3). Saturation is reached in moderate fields of the order of 150–200 mT, which points to some spinels as remanence carriers. The sample 133 shows a high IRM intensity that may be due to high concentration of magnetic minerals or to the fact that the applied field is parallel to the axis of easy magnetization of the magnetic minerals.

Hysteresis Experiments

Hysteresis measurements at room temperature were performed on all studied units using the AGFM 'Micromag' in fields up to 1.2 T. The saturation remanent magnetization (J_{rs}), the saturation magnetization (J_s) and coercitive force (H_c) were calculated after correction for the paramagnetic contribution. The coercivity of remanence (H_{cr}) was determined by applying progressively increasing backfield after saturation. Some representative hysteresis plots are shown in Figure 4. The hysteresis loops are symmetrical in all cases. Near the origin (right side of Figure 4), slight wasp-waisted behavior (Tauxe *et al.*, 1996) was detected, which probably reflects wide ranges of the opaque mineral coercivities. Judging from the ratios of hysteresis parameters, it seems that all samples fall in the pseudosingledomain (PSD) or multidomain (MD) grain size region.

REMANENCE MEASUREMENTS

The remanent magnetization of three to four samples from each unit were measured with a JR-5A spinner magnetometer (sensitivity $\sim 10^{-9}$ Am²). Measurements were recorded after stabilization of the remanence in this magnetometer. Both alternating field (AF) demagnetization using a laboratory made AF-demagnetizer and stepwise thermal demagnetization up to 670°C using a non-inductive

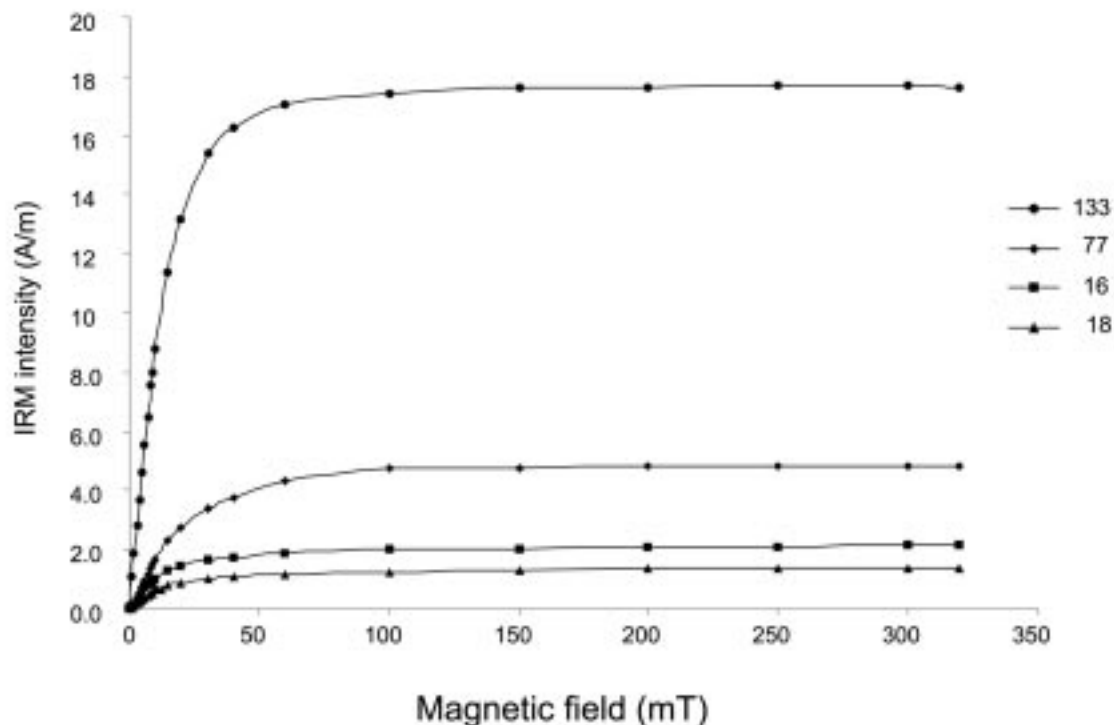


Fig. 3. Acquisition of isothermal remanent magnetization for representative samples.

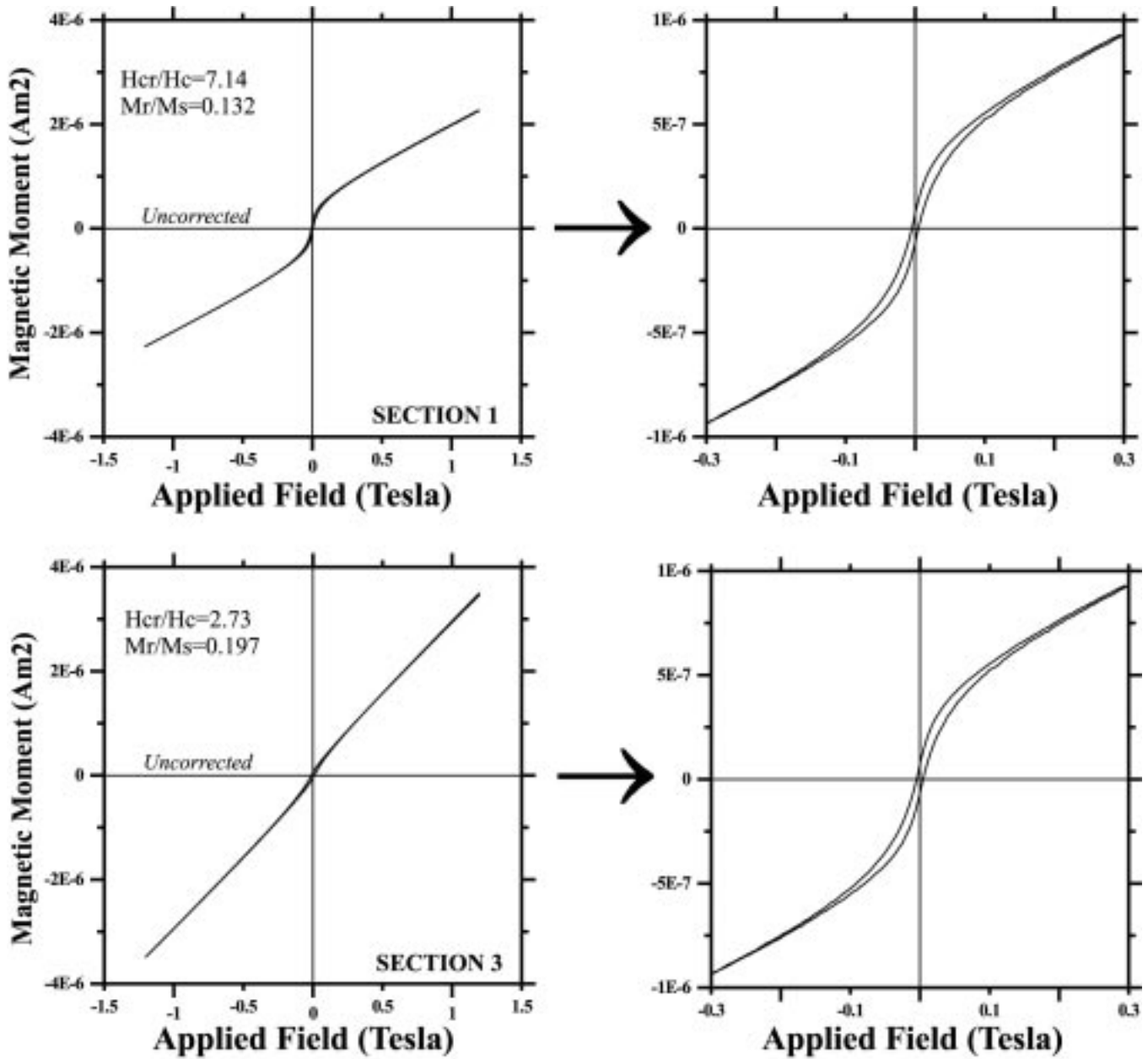


Fig. 4. Typical examples of hysteresis loops (uncorrected) of small chip samples.

Schonstedt furnace were carried out on the pilot samples. However, alternating fields were found less efficient to separate characteristic remanent magnetization. Thus, thermal treatment was selected as an adequate treatment. All the cube-specimens were subjected to thermal demagnetization (Figure 5). In general, 12-14 temperature steps were distributed between 20 °C and 600 °C. During thermal demagnetization, the low-field susceptibility at room temperature were measured after each step with a Bartington susceptibility meter, to check if chemical/or mineralogical changes had take place in magnetic minerals during heating.

In most of the studied units one to two paleomagnetic components could be recognized (Figure 5). Small secondary components were easily removed applying 100-180 °C. Some of the samples yielded unstable thermal behavior suggesting evidence for multicomponent magnetization. Primary magnetization components have been defined after 250°C for these samples. The greater part of remanent magnetization was removed at temperatures between 300 and 500°C (Figure 5) which may indicate relatively medium-to-high-Ti titanomagnetites as responsible for magnetization with similar coercivity. Alternatively, we can speculate that the rapid de-

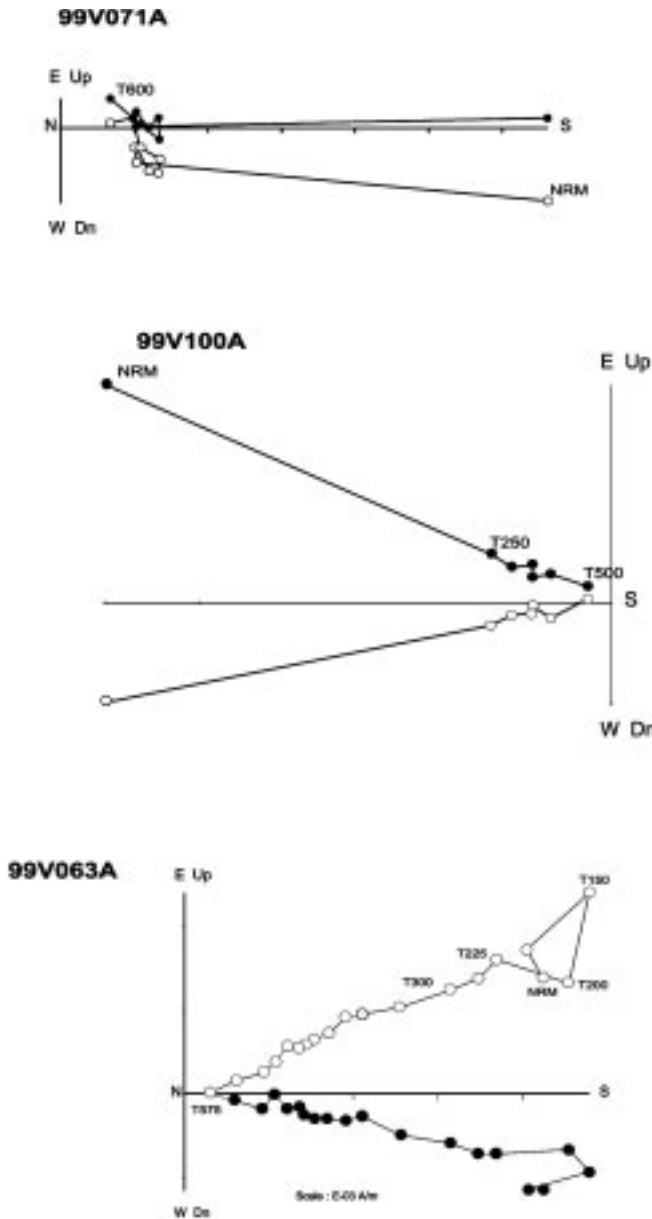


Fig. 5. Representative orthogonal vector plots of stepwise thermal demagnetization (stratigraphic coordinates). The numbers refer to the temperatures in °C. o - projections into the horizontal plane, x - projections into the vertical plane.

cay of NRM around 300°C may correspond to greigite, which is also a ferrimagnetic mineral (Dunlop and Özdemir, 1997) and can provide a stable remanence.

Directions of characteristic magnetization components were calculated by principal component analyses (Kirschvink, 1980), a minimum of 4 points being taken for this determination. A correction was made for tectonic tilt of the sedimentary units. The average unit directions were precisely determined, and the declination/inclination ob-

tained from the characteristic component of each sample served to calculate the virtual geomagnetic pole latitude (VGP) reported on Figures 6 and 7, according to their stratigraphic levels. Section 1 shows clearly one unit normally magnetized and one unit with reverse polarity magnetization (Figure 6). We note however that level 4 from unit section 2, which is presented only with one block sample (three specimens), cannot be accepted as reversely magnetized (Figure 6). The results for section 3, are two reversed, one normal, and two intermediate polarity zones (Figure 7). Section 3 shows a richer spectrum in fossil content than the others.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The virtual geomagnetic pole (VGP) latitudes of the characteristic paleomagnetic directions yield a magnetic polarity sequence in all sections (see Figures 6 and 7). For each section, the paleomagnetic study highlights a few magnetic polarities succession, that is due to the small thickness of the sections sampled as a result of the few outcrops.

One sample from the lower part of section 1 is difficult to interpret, because of its very weak NRM. It did not provide clear primary magnetization due to highly unstable behavior. One reverse polarity is recorded at the base of this section, and is represented by three levels. The following levels are normal polarity. Plankton foraminiferal biostratigraphy played an essential role in correlating section 1 to the geomagnetic polarity time scale (GPTS) of Cande and Kent (1995). The association of foraminifers restricts the age of the section at the lower part of N5 zone (Blow, 1969) corresponding to zone M2 of Berggren *et al.* (1995). This zone is correlated to chron C6n-C6An (Figure 8). If so the normal polarity of section 1 could be correlated to chron C6An and the reverse polarity can be correlated with the reverse chron C6An.1r. We suggest an approximate age of 20.7-20.9 Ma for section 1 (Figure 8).

Section 2 is about 22 m thick and shows predominantly normal polarity. The only reverse polarity is represented by one level (sample 4) that is doubtful. In case that the reversed polarity is an artifact, and taking into account the biochronological age, the long normal polarity might be correlated to chron C6n (Figure 8).

The results obtained of the section 3 showed only two reverse polarity zones. This section belongs to zone N8 of Blow (1969). The age assigned was based on the assembly of *Praeorbulina glomerosa glomerosa*, *P. curva*, *P. sicana* and *Globigerinoides bisphericus*. The faunal association indicates an early to middle Miocene age, and we can cor-

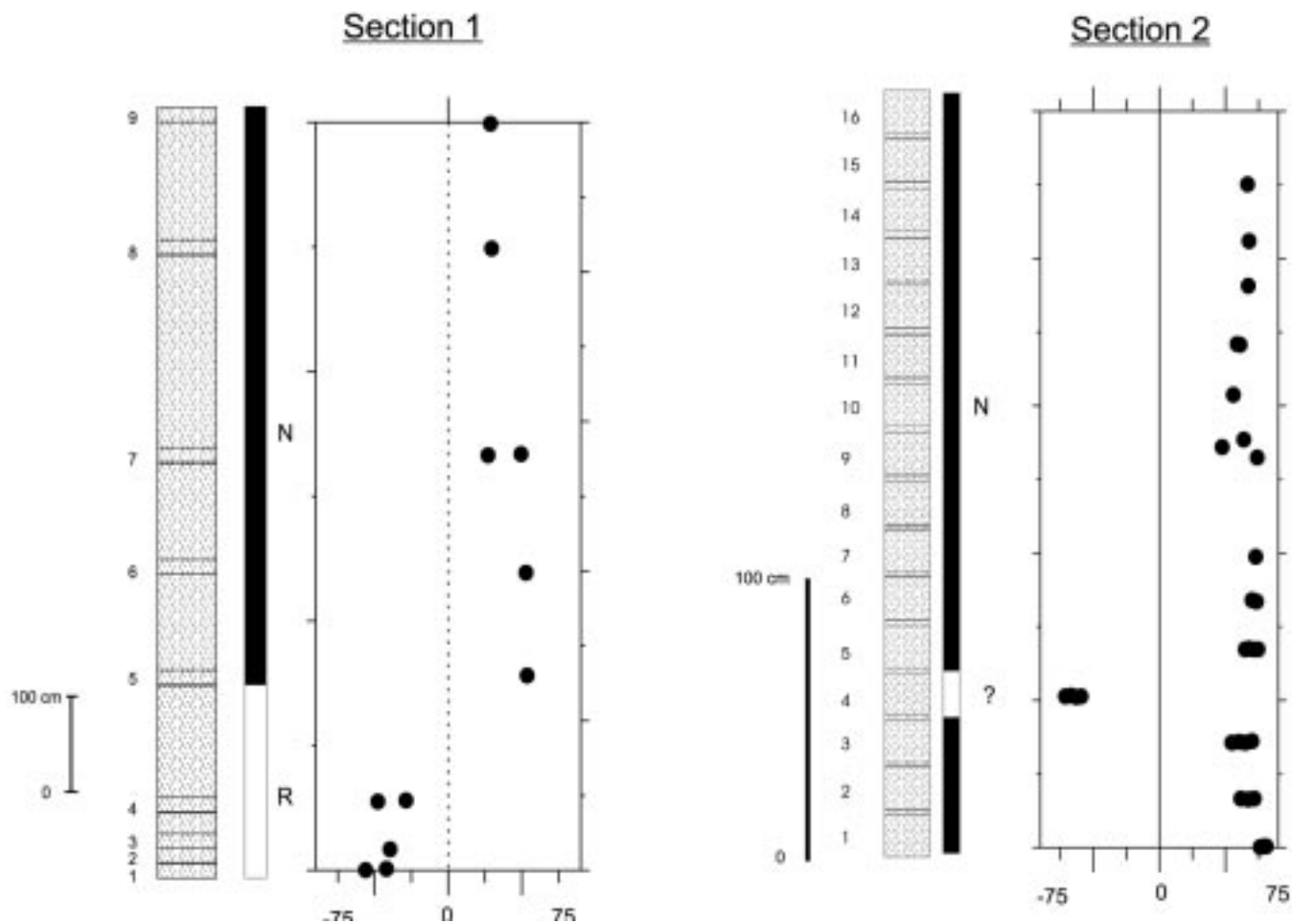


Fig. 6. Magnetic polarity zonation for the stratigraphic sections 1 and 2. It is showed (from left to right): scale, number of sample, stratigraphic section, polarity, and VGP latitude. The suffix '+' ('-') is used to denote normal (reverse) magnetic polarity.

relate the reverse polarity R1 to chron C5Cn.1r, N1 to chron C5Cn.1n and R2 to chron C5Br.

In conclusion, the biochronologic and magnetostratigraphic results (Figure 8) allow us to place these sections in their most probable stratigraphic position. The distance and the outcrop condition do not allow us to make correlation in the field. According to our results, we can conclude that section 1 is the older one and section 3 is the youngest.

ACKNOWLEDGEMENTS

LA acknowledges a sabbatical grant from the Instituto Mexicano del Petróleo (IMP) and the financial support from CONACyT Bilateral Project Mexico-Cuba. AG is grateful for financial support provided by CONACyT project J32727-T. We appreciate the help provided by M. Ugarte

(Electronic Microscopy), G. Aguilar (sampling preparation) from Laboratorio de Diagénesis, IMP, and M. Espinosa (magnetic measurements) from Laboratorio de Paleomagnetismo (UNAM).

Section 3

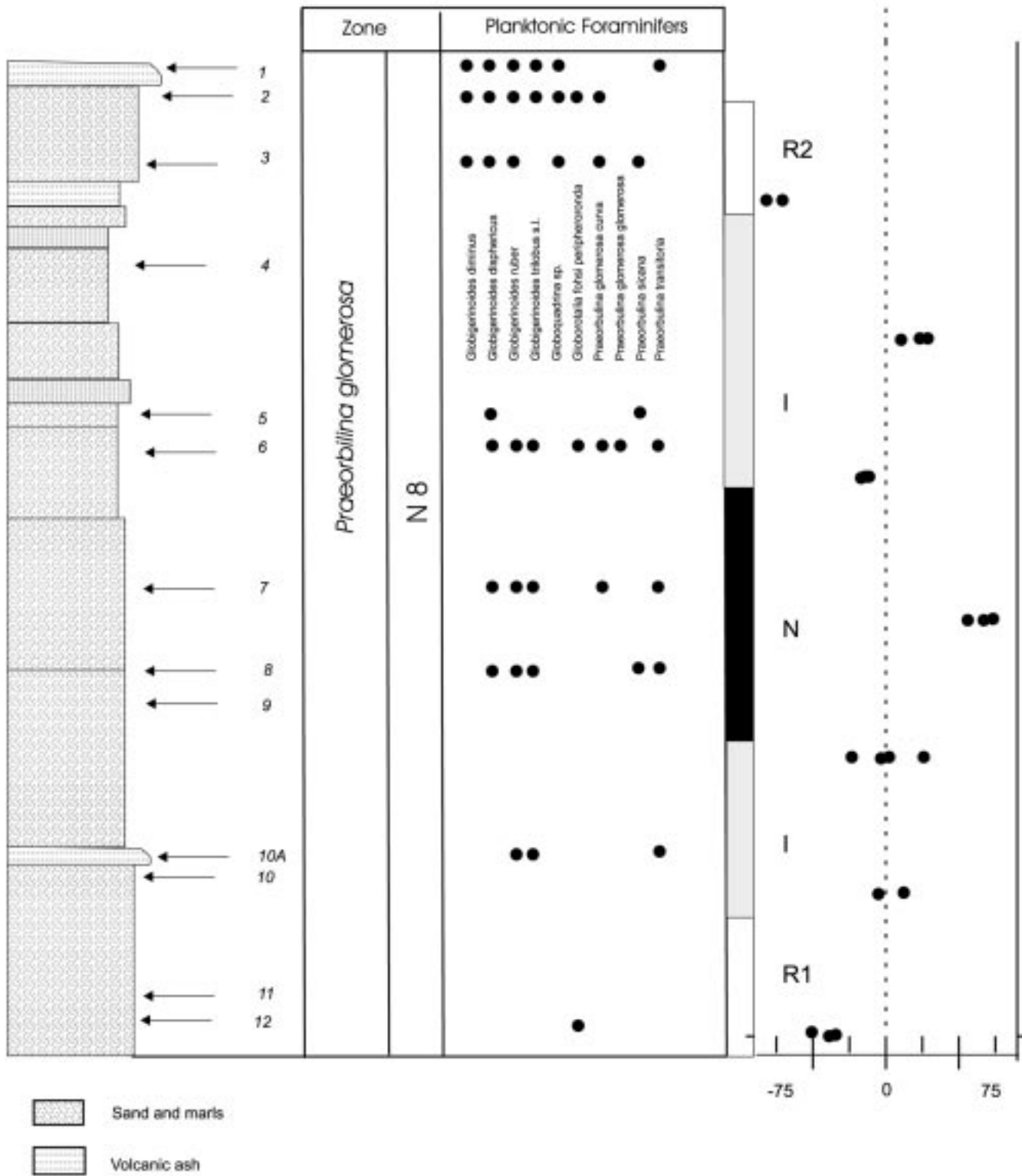


Fig. 7. Magnetic polarity zonation for the stratigraphic section 3. It shows (from left to right): scale, stratigraphic section, number of sample, microfossil description, polarity, and VGP latitude. The suffix '+' ('-') is used to denote normal (reverse) magnetic polarity.

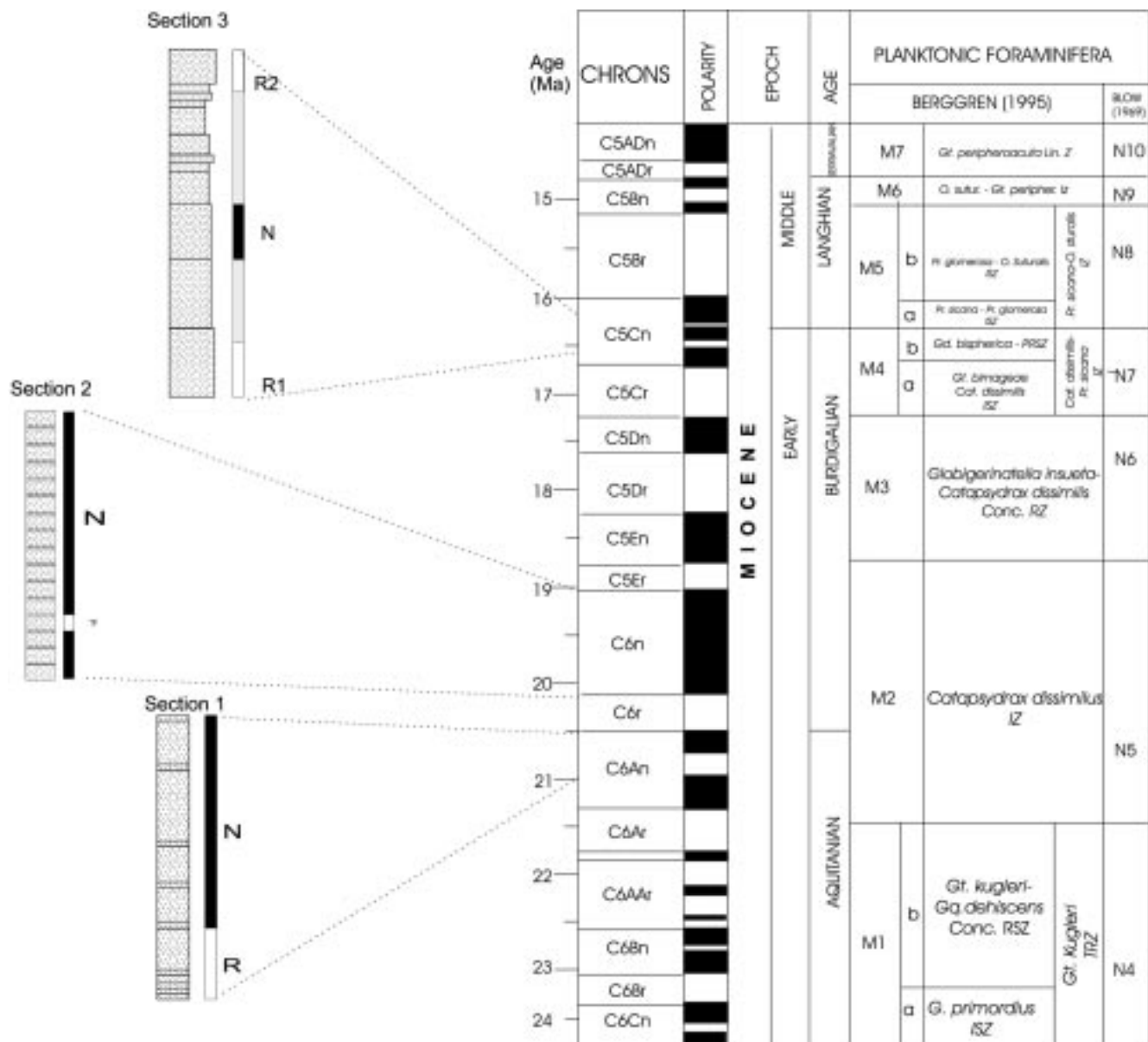


Fig. 8. A tentative magnetostratigraphic correlation between Sayula-Isla section and geomagnetic polarity time scale (retrieved from Berggren, 1995).

BIBLIOGRAPHY

- AISSAOUI, D. M., D. F. McNEILL and J. L. KIRSHVINK, 1990. Magnetostratigraphic dating of shallow-water carbonates from Mururoa Atoll, French Polinesia: implications for global eustasy. *Earth Planet Sci. Lett.*, 97, 102-112.
- BERGGREN, W. A., D. V. KENT, C. C. SWISHER and M. P. AUBRY, 1995. Eds.: Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M. P., and Hardenbol, J. *In: Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*. SEPM Sp. Pub. 54.
- BLOW, W. H., 1969. Late Middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *In: Bronnimann, P and Renz, H. H., eds., Proceedings of the First 33 International Conference on Planktonic Microfossils (Geneva, 1967): Leiden, E. J. Brill, 1, 199-421.*
- BOLLI, H. M. and J. B. SAUNDERS, 1985. Oligocene to Holocene low latitude planktonic foraminifera. *In: Bolli,*

- H. M., Saunders, J. B., and Perch-Nielsen, K., eds. Plankton stratigraphy: Cambridge, Cambridge University Press, 155-262.
- BUTLER, R. F. and N. D. OPDYKE, 1979. Magnetic polarity stratigraphy. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 17, 235-244.
- CANDE, S. C. and D. V. KENT, 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 100, 6093-6095.
- CHANNELL, J. E. T., W. LOWRIE, P. PIALLI and E. VENTURI, 1984. Jurassic magnetic stratigraphy from Umbrian (Italian) land section. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68, 309-325.
- DUNLOP, D. and Ö. ÖZDEMİR, 1997. Rock-Magnetism, fundamentals and frontiers, Cambridge University Press, 573pp.
- HELLER, F. W. LOWRIE, H. LI and J. WANG, 1988. Magnetostratigraphy of the Permo-Triassic boundary section at Shangai. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 88, 348-356.
- KING, J. W. and J. E. T. CHANNELL, 1991. Sedimentary magnetism, environmental magnetism and magnetostratigraphy. In: "US National Report to International Union of Geodesy and Geophysics", *Rev. Geophys. Suppl.*, 358-370.
- KIRSCHVINK, J. L., 1980. The least-square line and plane and analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 62, 699-718.
- McNEILL, D. F., R. N. GINSBURG, S. B. R. CHANG and J. R. KIRSVINK, 1988. Magnetostratigraphic dating of shallow-water carbonates from San Salvador, the Bahamas. *Geology* 16, 8-12.
- OGG, J. G. and W. LOWRIE, 1986. Magnetostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary. *Geology*, 4, 547-550.
- TAUXE, L., T. A. T. MULLENDER and T. PICK, 1996. Pot-bellies, wasp-waists and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *J. Geophys. Res.*, 101, 571-583.
-
- Luis M. Alva-Valdivia¹, María Carmen Rosales^{2,3}, Mouloud Benammi¹, Manuel Grajales-Nishimura³, Avto Gogitchaichvili¹ and J. Urrutia-Fucugauchi¹
- ¹ Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510 México, D. F., MEXICO.
Corresponding author: lalva@tonatiuh.igeofcu.unam.mx
- ² Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510 México D.F., MEXICO
- ³ Subdirección de Exploración y Producción Geociencias, Instituto Mexicano del Petróleo, 07730 México, D. F., MEXICO

Lámina I

- 1 *Globorotalia (Fohsella) peripheroacuta*, C, 185 μ , 200X, Sección Magnet-3, MISA-17
- 2 *Globorotalia (Fohsella) peripheroronda*, LV, 176 μ , 250x, Sección Magnet-3, MISA-7
- 3 *Globorotalia (Fohsella) peripheroronda*, C, 151 μ , 200x, Sección Magnet-3, MISA-2
- 4 *Globorotalia (Jenkinsella) mayeri*, LV, 240 μ , Sección Sayula E-Diques, MISA-42, Clasto
- 5 *Globorotalia (Jenkinsella) mayeri*, C, 141 μ , 200x, Sección Magnet-3, S/B, MISA-13
- 6 *Paragloborotalia opima nana*, LV, 192 μ , 200x, Sección Sayula E-Diques, MISA-42, Clasto
- 7 *Paragloborotalia opima nana*, C, 183 μ , 200x, Sección San Miguel, Mg-165
- 8 *Paragloborotalia opima opima*, LV, 312 μ , 200x, Sección San Miguel, Mg-168
- 9 *Paragloborotalia opima opima*, C, 243 μ , 200x, Sección San Miguel, Mg-168
- 10 *Turborotalia ampliapertura*, LV, 251 μ , 185x, Sección La Colonia, Mg-180
- 11 *Catapsydrax dissimilis*, LV, 383 μ , Sección Sayula E-Diques, MISA-38
- 12 *Catapsydrax dissimilis*, C, 344 μ , 140x, Sección Magnet-2, SQ2-3/B
- 13 *Catapsydrax stainforthi*, LV, 278 μ , Sección Sayula E-Diques, MISA-38
- 14 *Catapsydrax stainforthi*, LE, 244 μ , Sección Sayula E-Diques, MISA-38
- 15 *Dentoglobigerina altispira*, LV, 547 μ , 100x, Sección Puente Vistahermosa, 97A/B
- 16 *Dentoglobigerina altispira*, C, Sección Puente Vistahermosa, 97A/B
- 17 *Dentoglobigerina euapertura*, LV, 294 μ , 150x, Sección La Colonia, Mg-174
- 18 *Dentoglobigerina yeguaensis*, LE, 380 μ , 140x, Afloramiento PS-3
- 19 *Dentoglobigerina yeguaensis*, LV, 242 μ , 200x, Sección San Miguel, Mg-163
- 20 *Dentoglobigerina yeguaensis*, C, 251 μ , 140x, Afloramiento PS-3

Lámina II

- 1 *Globoquadrina sellii*, LV, 420 μ , 130x, Sección San Miguel, Mg-165
- 2 *Globoquadrina tripartita*, LE, 425 μ , 130x, Sección San Miguel, Mg-168
- 3 *Subbotina gortanii*, LE, 309 μ , 180x, Sección Sayula E-Diques, Misa-42 (clasto)
- 4 *Subbotina gortanii*, LV, 298 μ , 180x, Sección San Miguel, Mg-160
- 5 *Globigerina ciperoensis*, LE, 307 μ , 180x, Sección La Colonia, Mg-178
- 6 *Globigerina venezuelana*, LV, 448 μ , 140x, Afloramiento PS-3
- 7 *Globigerina venezuelana*, C, 330 μ , 120x, Sección Zanja Seca, Mg-155
- 8 *Globigerinoides altiapertura*, LE, 313 μ , 135x, Sección Puente Vistahermosa, MISA-106
- 9 *Globigerinoides bisphericus*, LE, 360 μ , 140x, Sección Magnet-3, MISA-7
- 10 *Globigerinoides bisphericus*, LV, 448 μ , 140x, Sección Magnet-3, MISA-7
- 11 *Globigerinoides diminutus*, LE, 250 μ , 185x, Sección Magnet-3, MISA-10
- 12 *Globigerinoides diminutus*, LV, 248 μ , 200x, Sección Magnet-3, MISA-7
- 13 *Globigerinoides primordius*, LE, 236 μ , 230x, Sección Sayula E-Diques, MISA-38
- 14 *Globigerinoides trilobus immaturus*, LE, 322 μ , 200x, Sección Magnet-3, MISA-14
- 15 *Globigerinoides trilobus immaturus*, LE, 355 μ , 150x, Sección Magnet-3, MISA-14
- 16 *Globigerinoides trilobus sacculifer*, LV, 420 μ , 110x, Sección Sayula C-Ostreas, MISA-85
- 17 *Orbulina suturalis*, 505 μ , 120x, Sección Magnet-3, MISA-15
- 18 *Orbulina universa*, 412 μ , 160x, Sección Sayula C-Ostreas, MISA-87
- 19 *Praeorbulina glomerosa glomerosa*, LE, 357 μ , 280x, Sección Magnet-3, MISA-14
- 20 *Praeorbulina sicana*, LE, 390 μ , 180x, Sección Magnet-3, MISA-6

Lámina II

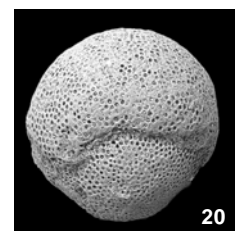
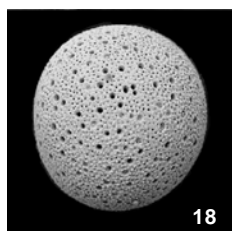
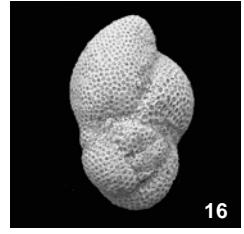
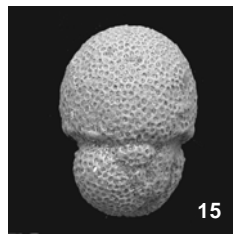
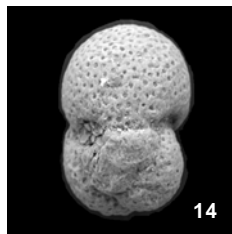
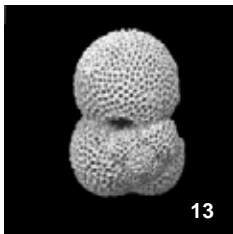
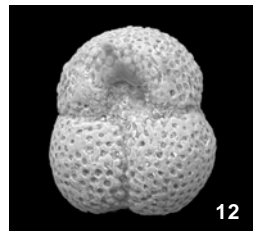
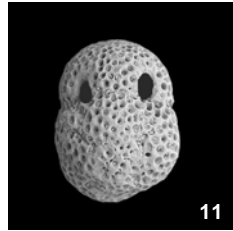
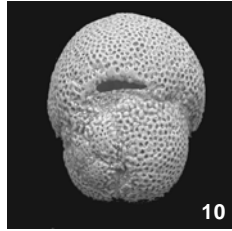
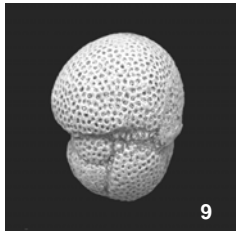
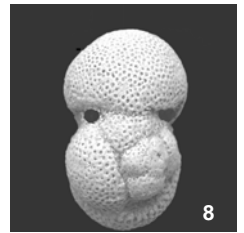
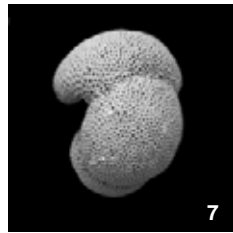
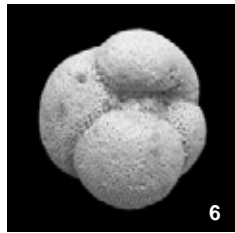
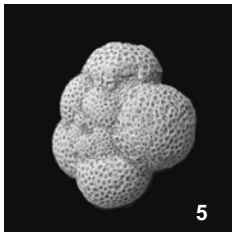
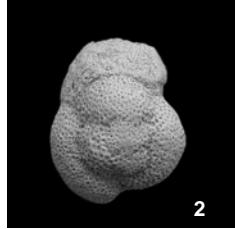
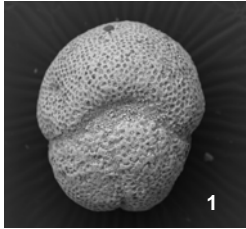
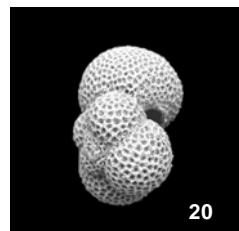
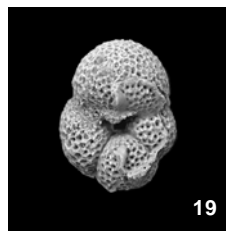
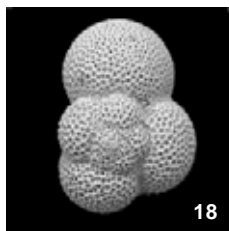
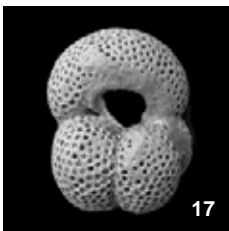
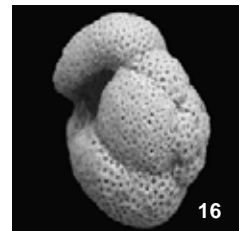
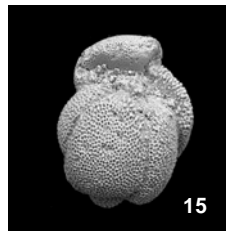
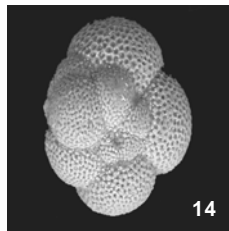
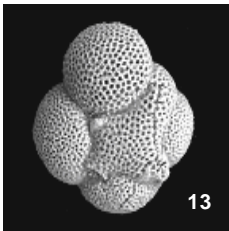
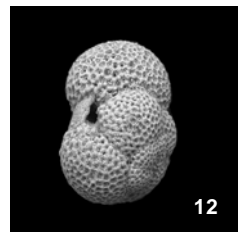
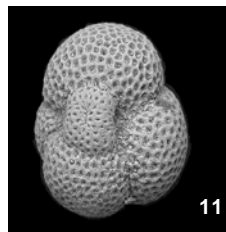
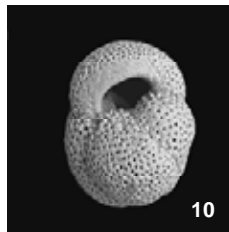
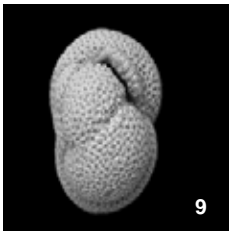
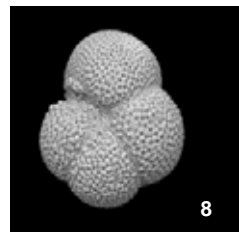
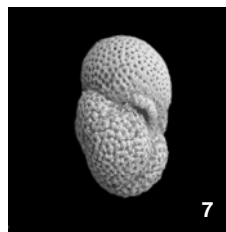
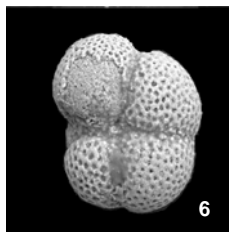
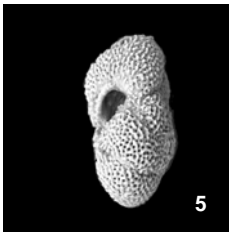
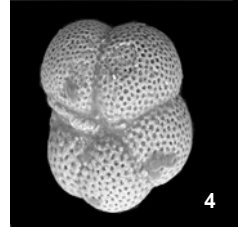
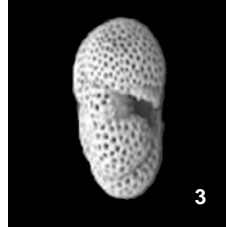
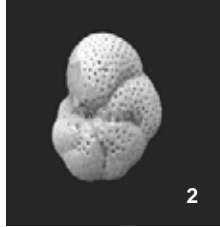
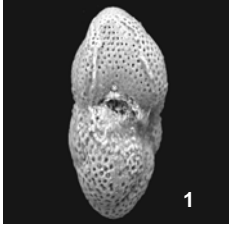


Lámina I



SISTEMATICA

Las especies de foraminíferos planctónicos que se mencionan a continuación proceden de la secuencia sedimentaria del Oligoceno-Mioceno del borde occidental de la Cuenca Salina del Istmo, en el Sureste de México. Dichos ejemplares están depositados en la colección de Bioestratigrafía de la Dirección de Exploración y Producción del Instituto Mexicano del Petróleo. Los taxa incluidos son únicamente aquéllos a los que se les reconoce su importancia bioestratigráfica en el área estudiada. De cada una de las especies se considera la descripción taxonómica general, observaciones y alcance estratigráfico de acuerdo a Bolli y Saunders (1985). La clasificación utilizada corresponde a Loeblich y Tappan (1988).

Orden FORAMINIFERIDA (Eichwald 1830)

Suborden GLOBIGERININA (Delage y Hérouard 1896)

Superfamilia GLOBOROTALIACEA Cushman 1927

Familia GLOBOROTALIIDAE Cushman, 1927

Género *Globorotalia* Cushman, 1927

Especie tipo: *Pulvinulina menardii* (d'Orbigny) var. *tumida* Brady, 1877

Brady, H.B., 1877, Supplementary note on the foraminifera of the Chalk (¿) of the New Britain group: Geological Magazine, new ser. Vol. 4, p. 534-536.

Globorotalia (Fohsella) peripheroacuta Blow y Banner, 1966

Lám. I, fig. 1

Descripción.- Concha trocospiral baja, con cámaras subglobulares aumentando regularmente de tamaño, 5 en la última vuelta. Periferia espiral en forma de roseta pentagonal. Las suturas ocupan depresiones en forma periférica de U. La abertura es un arco simple. Superficie lisa, finamente perforada.

Observaciones.- De tamaño ligeramente mayor que su ancestro *G. (F.) peripheroronda*, de la cual difiere también por la presencia de una quilla delicada e incipiente, las suturas en U y por su superficie menos perforada.

Alcance estratigráfico.- Su corto alcance en el Mioceno medio la convierte en un excelente fósil índice.

Globorotalia (Fohsella) peripheroronda Blow y Banner, 1966

Lám. I, figs. 2 y 3

Descripción.- Concha trocospiral discoidal, lado umbilical más convexo que el espiral; de 5 a 6 cámaras en la última vuelta. Perfil espiral subcircular, tendiendo a ser ligeramente lobulado; en vista axial muestra una forma redondeada, achatada. Suturas ventrales profundas, de radiales a curvas. Las suturas dorsales poco visibles al inicio, después un poco más notorias, curvas, dando así a las cámaras un aspecto de coma, crecéntico. Abertura en forma de huso que va desde el ombligo hacia la periferia, rodeada por un labio delgado. Diámetro: 300 a 350 micras.

Observaciones.- Esta subespecie representa el elemento más primitivo del linaje *fohsi*. No es muy abundante en las secciones aquí estudiadas pero manifiesta su su primera aparición en la parte media del Mioceno temprano, tal y como se señala en la literatura.

Alcance estratigráfico.- Mioceno inferior-Mioceno medio.

Globorotalia (Jenkinsella) mayeri Cushman y Ellisor 1939

Lám. I, figs. 4 y 5

Descripción.- Concha trocospiral ligeramente convexa en el lado dorsal, plana el lado ventral. Se cuentan 16 cámaras globosas, con 5 cámaras en la última vuelta, con suturas curvas en el lado dorsal, trapezoidales con suturas rectas en el lado ventral. Ombligo mediano y profundo, con una abertura de arco medianamente bajo provista de un labio. Periferia ecuatorial poco lobulada (aunque más que *kugleri*). Periferia axial redondeada.

Observaciones.- *G. (J.) mayeri* tiene un tamaño mayor que *G. kugleri* s.s., de 5 a 6 cámaras en la última vuelta, suturas intercamerales poco curvas en el lado espiral (comparada con *kugleri*), resultando en cámaras más globulares, abertura en arco más alta. En vista axial, las cámaras son más simétricas comparadas con *kugleri*. Difiere de *G. (F.) peripheroronda* por las suturas más radiales en el lado espiral, las cámaras más infladas (vista axial), abertura más alta. Difiere de *G. obesa* por la presencia de 5 a 6 cámaras menos globulares que aumentan menos rápido de tamaño en vez de 4 y media y por las suturas menos incisivas, por lo que la periferia es menos lobulada en vista ecuatorial. *G. (J.) mayeri* es un elemento abundante en las secciones aquí estudiadas. Se observan algunas diferencias morfológicas en los especímenes registrados en la columna estudiada. Su extinción en el Mioceno Medio tiene utilidad en los estudios bioestratigráficos de exploración petrolera.

Alcance estratigráfico.- Oligoceno superior-Mioceno medio.

Paragloborotalia opima nana Bolli, 1957

Lám. I, figs. 6 y 7

Descripción.- Concha pequeña, de trocospira baja, de enrollamiento comprimido. Lado espiral plano, 4 a 5 cámaras en la última vuelta, donde aumentan muy rápidamente de tamaño. Periferia espiral casi cuadrada, con esquinas redondeadas; periferia ecuatorial poco lobulada. En vista de lado, espesor casi igual al diámetro, con periferia axial redondeada. Cámaras subglobulares, de 10 a 12 en dos y media vueltas. Suturas claras, ligeramente deprimidas, casi radiales en el lado dorsal y radiales en el lado ventral, típicamente formando una cruz de ángulos rectos sobre el lado umbilical. Ombligo estrecho y profundo. Abertura interiomarginal, umbilical-extraumbilical, en forma de arco bajo y comúnmente con un labio muy prominente. Superficie lisa, finamente perforada. Diámetro máximo: 250 a 380 micras (300 en promedio).

Observaciones.- En ocasiones se dificulta separar la subespecie de *P. o. opima*, llegando a ser indistinguibles por su gran parecido morfológico.

Alcance estratigráfico.- Eoceno medio-Oligoceno superior.

Paragloborotalia opima opima Bolli, 1957

Lám. I, figs. 8 y 9

Descripción.- Concha de trocospira muy baja. Lado espiral plano a ligeramente cóncavo. Periferia ecuatorial poco lobulada, periferia axial redondeada. Cámaras subglobulares, muy infladas, de 10 a 12 arregladas en 2 y media vueltas, con 4 a 5 en la última vuelta, las cuales aumentan muy rápidamente de tamaño. Suturas deprimidas, rectas y radiales en ambos lados. Ombligo estrecho y profundo. Abertura interiomarginal, umbilical-extraumbilical, en forma de arco bajo, a veces con un pequeño labio. Pared perforada y gruesa, superficie ligeramente reticulada. Diámetro máximo entre 400 y 550 micras.

Observaciones.- Se caracteriza por el gran tamaño de su concha y por su lado espiral plano a ligeramente cóncavo. Se diferencia de *P. o. nana* por el mayor tamaño de la concha y por diferencias en su abertura. Es un taxón con reconocida utilidad bioestratigráfica en las cuencas del Sureste de México.

Alcance estratigráfico.- Oligoceno temprano.

Género *Turborotalia* Cushman & Bermudez, 1949

Especie tipo: *Globorotalia centralis* Cushman & Bermudez, 1937

Cushman, J.A. and P.J. Bermudez, 1937, Further new species of foraminifera from the Eocene of Cuba, Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research **13**: 1-29.

Turborotalia ampliapertura Bolli, 1957

Lám. I, fig. 10

Descripción.- Concha de trocospira baja, lado espiral casi plano a ligeramente convexo, lado umbilical convexo; periferia ecuatorial ligeramente lobulada, periferia axial muy redondeada. Pared perforada, superficie reticulada, presentando a veces pequeñas pústulas que ocasionalmente dan lugar a una ornamentación granular. Cámaras subesféricas, de 11 a 13 distribuidas en 2 y media vueltas, algo comprimidas lateralmente; 4 cámaras en la última vuelta que aumentan rápidamente de tamaño. Suturas del lado espiral ligeramente curvas a radiales, deprimidas; suturas del lado umbilical, radiales, deprimidas. Ombligo amplio y profundo. Abertura interiomarginal, umbilical, en un arco amplio, alto, asimétrico, rodeado por un labio o reborde. Diámetro máximo: 300 a 450 micras.

Observaciones.- Se caracteriza por la abertura muy amplia, asimétrica. Se presentan muchas formas intermedias con *G. pseudoampliapertura*. Con importancia estratigráfica en el Oligoceno temprano de la Cuenca Salina del Istmo.

Alcance estratigráfico.- Eoceno superior-Oligoceno temprano.

Familia CATAPSYDRACIDAE Bolli, Loeblich and Tappan,
1957

Género *Catapsydrax* Bolli, Loeblich and Tappan, 1957

Especie tipo: *Globigerina dissimilis* Cushman and Bermúdez, 1937

Cushman, J.A. and Bermúdez, P.J., 1937, Further new species of foraminifera from the Eocene of Cuba: Contributions from the Cushman Laboratory for Foraminiferal Research, Vol. 13, p. 1-29.

Catapsydrax dissimilis (Cushman y Bermúdez, 1937)

Lám. I, figs. 11 y 12

Descripción.- Concha de tamaño mediano, con trocospira baja. Lados espiral y umbilical convexos. Periferia ecuatorial lobulada, periferia axial muy redondeada. El lado espiral muestra un enrollamiento inicial plano, rodeado de otro más sobresaliente de cámaras elipsoidales que aumentan lentamente de tamaño. En el

lado umbilical, las últimas cámaras bordean un ombligo rectangular cubierto por una bulla. Las cámaras son subglobulares, de 12 a 14 arregladas en 3 vueltas, con 4 en la última, donde aumentan rápidamente de tamaño. Las suturas incisivas, subradiales en el lado dorsal y radiales en el lado ventral. Perfil espiral algo lobulado, perfil de lado ovalado. Ombligo cubierto por una bulla cuadrangular, que se extiende desde la cara apertural de la última cámara a la antepenúltima, formando así un puente con dos aberturas simples en lados opuestos. Abertura primaria pequeña, interiomarginal, umbilical, en forma de arco alto, bordeada por un labio estrecho. Pared gruesa muy perforada y una superficie muy reticulada, con excepción de la bulla que es más finamente perforada y lisa. Diámetro: 400 a 600 micras.

Observaciones.- La bulla es cuadrangular con sólo 2 aberturas situadas a los lados opuestos del puente que forma la misma a través de la última y antepenúltima cámara. Algunos autores consideran que *C. unicavus*, con tan solo una abertura, es una variante de la especie. Se presenta de manera abundante en las muestras estudiadas.

Alcance estratigráfico.- Eoceno medio-Mioceno inferior.

Catapsydrax stainforthi Bolli, Loeblich y Tappan, 1957

Lám. I, figs. 13 y 14

Descripción.- Concha pequeña, cuadrada. En el lado espiral se observa un enrollamiento embrionario plano, casi fundido con la superficie, seguido de una espira muy baja de cámaras elipsoidales que van aumentando ligeramente de tamaño. Generalmente cuatro cámaras en la última vuelta (5 en el holotipo). Perfil espiral algo lobulado, perfil axial ovalado. Sutures iniciales poco claras, suturas intercamerales radiales. En el lado umbilical, las últimas cámaras rodean un ombligo totalmente cubierto por una bulla. Abertura primaria cubierta también. Aberturas infralaminares en forma de pequeñas aberturas arqueadas sobre la bulla, encima de cada sutura intercameral, ya sea al final de un túbulo alineado con la sutura, o bien con un delicado labio. Superficie típicamente perforada.

Observaciones.- *Catapsydrax stainforthi* y *C. unicavus* son muy similares, excepto por la diferencia en bullas. Especie caracterizada por su tamaño, por el tipo de bulla y por su pared perforada.

Alcance estratigráfico.- Mioceno inferior.

Género *Dentoglobigerina* Blow, 1979

Especie tipo: *Globigerina galavisi* Bermudez, 1961

Bermudez, P.J., 1961, Contribucion al estudio de las Globigerinidea de la region Caribe-Antillana (Paleoceno-Reciente), Memória del III Congreso Geológico Venezolano, Caracas, v.3, Boletín de Geología, Publicacion especial 3, 1960, pp. 1.119-1.393.

Dentoglobigerina altispira (Cushman and Jarvis, 1936)

Lám. I, figs. 15 y 16

Descripción.- Concha compacta, con espira alta, 4 a 5 cámaras comprimidas lateralmente, angulosas hacia la parte ventral. Ombligo abierto, mostrando en ocasiones labios aperturales.

Observaciones.- *D. altispira* difiere de *G. dehiscens* por tener una concha menos angular sin lado espiral aplanado. Las cámaras son más globosas, generalmente con más de 4 en la última vuelta. Con importancia bioestratigráfica ya que aparece en la base del Mioceno. Aunque escasa, su posición estratigráfica en la columna estudiada permite utilizar este taxón como fósil índice.

Alcance estratigráfico.- Mioceno inferior-Plioceno inferior.

Dentoglobigerina euapertura Jenkins, 1960

Lám. I, fig. 17

Descripción.- Concha de trocospira baja. Lado espiral algo convexo, lado umbilical convexo. Periferia ecuatorial poco lobulada, cuadrilobada y de aspecto compacto; periferia axial redondeada. Cámaras subglobulares, algo comprimidas, de 11 a 13 arregladas en 2 y media vueltas, con 3 y media en la última aumentando rápidamente de tamaño. Suturas deprimidas, ligeramente curvas en el lado dorsal, radiales en el lado ventral. Ombligo mediano y profundo. Abertura interiomarginal, umbilical, en forma de arco bajo, con un labio a lo largo de toda su extensión. Pared perforada, superficie reticulada con ornamentación rugosa. Diámetro máximo: 350-500 micras.

Observaciones.- Difere de *G. venezuelana* por ser más pequeña, con enrollamiento más suelto, por su abertura de arco bajo más grande y por la ausencia del contorno ecuatorial circular a subcuadrado típico de *G. venezuelana*. Se distingue de *T ampliapertura* por tener la última cámara más abrazadora, resultando en una concha más globosa y por su abertura más baja y no casi circular.

Alcance estratigráfico.- Eoceno superior-Mioceno inferior.

Dentoglobigerina yeguaensis Weinzierl y Applin, 1929
Lám. I, figs. 18, 19 y 20

Descripción.- Concha mediana de dos a tres vueltas compuestas de cámaras infladas, poco abrazadoras que aumentan rápidamente de tamaño, arregladas en una trocospira baja, con 4 por vuelta, ocasionalmente 3 1/2. De 8 a 10 cámaras subesféricas, comprimidas lateralmente; en vista axial son ovoides, algo deprimidas; en vista dorsal son semicirculares a reniformes. Periferia ecuatorial de la concha fuertemente lobulada; periferia axial muy redondeada. Perfil axial de la concha suboval. Cámaras algo convexas en el lado dorsal y muy convexas ventralmente. Suturas muy incisivas, pasando de curvas a subradiales durante la ontogenia. Ombligo amplio, abierto y profundo. Abertura intraumbilical, baja, casi simétrica, bordeada por un robusto diente que se proyecta casi hasta la mitad a lo ancho del ombligo. Pared muy gruesa, muy perforada e hispida.

Observaciones.- A pesar de la presencia del diente umbilical, no se le considera dentro del género *Globoquadrina* por conservar en posición su abertura durante la ontogenia. Ejemplares bien conservados se registraron en las muestras aquí estudiadas.

Alcance stratigráfico.- Eoceno Medio-Oligoceno inferior.

Género *Globoquadrina* Finlay, 1947

Especie tipo: *Globorotalia dehiscens* Chapman, Parr and Collins, 1934

Chapman, F.W., Parr, J. and Collins, A.C., 1934, Tertiary foraminifera of Victoria, Australia –The Balcombian deposits of Port Phillip, Part III: Journal of the Linnaean Society of London, Zoology, Vol. 38, p. 553-577.

Globoquadrina dehiscens (Chapman, Parr y Collins, 1934)

Descripción.- Concha de tamaño mediano, con enrollamiento cuadrado. Con 4 cámaras en la última vuelta, generalmente en forma de cuña, aplanadas en el lado espiral y prolongándose más allá del ombligo, las cuales aumentan rápidamente de tamaño pero manteniendo su forma constante. Contorno espiral cuadrado a subcircular; contorno axial aplanado en el lado espiral, muy convexo en el lado umbilical. Comúnmente la última cámara se proyecta hacia delante. Las suturas varían de poco visibles a marcadas, casi radiales. Abertura primaria con un diente proyectándose en su parte central. Superficie variable, a menudo rugosa o pustulosa alrededor del ombligo. Diámetro: 500 micras.

Observaciones.- Taxón importante en el Mioceno, desde el punto de vista bioestratigráfico.

Alcance stratigráfico.- Mioceno inferior-Plioceno inferior.

Globoquadrina sellii (Borsetti)

Lám. II, fig. 1

Descripción.- Concha de trocospira baja. Lado espiral ligeramente convexo o casi plano. Periferia ecuatorial subcircular a subcuadrangular, ligeramente lobulada. Periferia axial muy redondeada, en las últimas cámaras tiende a ser un poco angulosa lateralmente. Pared perforada, hispida. Primeras cámaras subesféricas, las de la última vuelta están comprimidas lateralmente, presentando en vista axial dos angulosidades (una dorsal y una ventral, esta más marcada), en total de 7 a 9 cámaras arregladas en 2 y media a 3 vueltas. Las 3 cámaras de la última vuelta aumentan rápidamente de tamaño. Suturas deprimidas, en el lado espiral ligeramente curvas a radiales; las del lado umbilical son radiales. Ombligo amplio y poco profundo. La abertura es un arco bajo, interiomarginal, umbilical, cubriendo la anchura del ombligo hasta la base de la fase apertural, la cual está bordeada por un labio. Pared gruesa muy perforada. Superficie reticulada, recubierta por numerosas pústulas, más abundantes en la última cámara y en los márgenes umbilicales. Diámetro máximo entre 450 y 650 micras.

Observaciones.- Se caracteriza por el rápido crecimiento de las cámaras, siendo la última tan envolvente que ocupa más de la mitad de la concha. *Gq. sellii* se diferencia de *Gq. tripartita* por el crecimiento más rápido de las cámaras y por su cara apertural parcialmente plana, proyectada hacia delante.

Alcance estratigráfico.- Oligoceno inferior-Oligoceno superior.

Globoquadrina tripartita Koch, 1926

Lám. II, fig. 2

Descripción.- Concha grande, globosa, de trocospira baja. De 10 a 12 cámaras arregladas en 3 vueltas, El estadio inicial en vista espiral presenta forma cuadrada (con 4 cámaras por vuelta) pero las cámaras adultas se agrandan rápidamente de tal forma que sólo 3 de ellas conforman la última vuelta, mismas que se extienden axialmente, curvándose hacia adentro generando un ombligo pequeño triangular. Periferia ecuatorial poco lobulada, subcircular. Vista de lado ovalada, lado espiral ligeramente convexo, lado umbilical convexo (más plana en el lado espiral que el umbilical). Suturas deprimidas, curvas y después subradiales en el lado dorsal, radiales en el lado ventral. Ombligo pequeño y profundo, con una abertura interiomarginal, umbilical, en forma de arco muy bajo, casi simétrico, bordeada por un labio (a veces no visible). Superficie lisa, finamente perforada, con el área umbilical a veces rugosa o hispida.

Observaciones.- Forma redondeada, con sólo 3 cámaras deprimidas en la última vuelta. Se diferencia de *G. venezolana* por tener sólo 3 cámaras en la última vuelta y por su ombligo triangular no alargado. Diámetro: 450 a 800 micras.

Alcance estratigráfico.- Eoceno medio-Oligoceno superior.

Género *Subbotina* Brotzen and pozaryska, 1961

Especie tipo: *Globigerina triloculinoides* Plummer, 1927

Plummer, H.J., 1927, Foraminifera of the Midway Formation in Texas, Bulletin of the University of Texas Bureau of Economic Geology and Technology **2644**: 1-206.

Subbotina gortanii (Borsetti, 1959)

Lám. II, figs. 3 y 4

Descripción.- Concha de espira helicoidal muy alta, con el lado espiral muy convexo. Cámaras infladas, inicialmente subglobulares pero después alargadas axialmente, de 10 a 12 arregladas en 3 vueltas, con 4 en la última aumentando rápidamente de tamaño. Elevación de la espira variable, pero en la mayoría de los especímenes generalmente holgada para el género; 4 cámaras subiguales en la última vuelta. Periferia ecuatorial lobulada, periferia axial redondeada. Perfil espiral subcuadrado, lobulado; lado de perfil en forma de huevo, con la espira inicial confinada a la porción más angosta, las últimas cámaras conformadas a la porción basal más ancha. Suturas deprimidas; en el lado dorsal varían de curvas a radiales y en el lado ventral son radiales. Abertura interiomarginal, umbilical, simple, en un ombligo cuadrangular a rectangular amplio y profundo, a veces con un labio. La última cámara puede ser abortiva, pareciéndose a una bulla subrectangular algo inflada. Pared gruesa, fuertemente perforada, excepto en la pseudobulla, superficie algo reticulada, algo hispida alrededor del ombligo. Diámetro: Entre 500 y 700 micras.

Observaciones.- *S. gortanii* se caracteriza por su elevada trocospira y por su gran tamaño. Es sinónimo de *G. turritilina*. Se diferencia de *G. corpulenta* por su espira más elevada, de *G. praeturritilina* por el mayor tamaño de la concha, su ombligo más amplio y abertura arqueada más alta. La camarilla tipo bulla cubre toda o casi toda el área umbilical. Difiere de *G. praeturritilina* por la espira más alta, la concha generalmente más grande. En este trabajo se considera que puede tener una gran utilidad bioestratigráfica en el Oligoceno del Sureste de México.

Alcance estratigráfico.- Oligoceno temprano.

Superfamilia GLOBIGERINACEA Carpenter, Parker and Jones, 1862
Familia GLOBIGERINIDAE Carpenter, Parker and Jones, 1862
Subfamilia GLOBIGERININAE Carpenter, Parker and Jones,
1862
Género *Globigerina* d'Orbigny, 1826

Especie tipo: *Globigerina bulloides* d'Orbigny, 1826; SD Parker, Jones and Brady, 1865

Parker, W.K., Jones, T.R., and Brady, H.B., 1865, On the nomenclature of the foraminifera. Pt. XII. The species enumerated by d'Orbigny in the "Annales des Sciences Naturelles", Vol. vii 1826, Annals and Magazine of Natural History, ser. 3, Vol. 16, p. 15-41.

***Globigerina angulisuturalis* Bolli, 1957**

Descripción.- Concha trocospiral baja, con cámaras subglobulares aumentando regularmente de tamaño, 5 en la última vuelta. Periferia espiral en forma de roseta pentagonal. Las suturas ocupan depresiones en forma periférica de U. La abertura es un arco simple. Superficie lisa, finamente perforada.

Observaciones.- *Globigerina ciproensis angulisuturalis* difiere de *Globigerina ciproensis ciproensis* por las suturas en U, por ser de menor tamaño y por su superficie menos perforada. Escasa.

Alcance estratigráfico.- Oligoceno temprano-Oligoceno tardío.

***Globigerina ciproensis* Bolli, 1954**

Lám. II, fig. 5

Descripción.- Concha de trocospira baja, con cámaras subesféricas que aumentan lenta y regularmente de tamaño, 5 en la última vuelta. Periferia ecuatorial lobulada, tendiendo a pentagonal. En vista de canto revela que el enrollamiento central se proyecta sólo ligeramente por encima de la superficie espiral de la última vuelta. Suturas claras, incisivas. Ombligo abierto y conspicuo, de $\frac{1}{4}$ a $\frac{1}{3}$ del diámetro de la concha. Abertura circular en área umbilical. Superficie finamente perforada, hispida en los especímenes bien desarrollados. Diámetro: 350 micras.

Observaciones.- Esta subespecie es muy consistente en su morfología. Formas similares son *G. c. angulisuturalis* con suturas deprimidas en forma de U, así como *G. c. angustiumbilicata* con un ombligo pequeño o cerrado. Escasa.

Alcance estratigráfico.- Oligoceno tardío.

***Globigerina venezuelana* Hedberg, 1937**

Lám. II, figs. 6 y 7

Descripción.- Concha de trocospira baja. Lado espiral algo convexo, lado umbilical convexo. Periferia ecuatorial poco lobulada, periferia axial redondeada. Cámaras subglobulares, lateralmente comprimidas en la última vuelta, de 10 a 12, arregladas en 3 vueltas, con 3 y media en la última donde aumentan rápidamente de tamaño, siendo la última cámara más pequeña. Suturas deprimidas, en el lado dorsal algo curvas, en el lado ventral radiales. Ombligo muy estrecho, con forma triangular alargada. Abertura interiomarginal, umbilical, en forma de arco muy bajo. Presenta un pequeño diente triangular y alargado, en posición interna, a veces difícil de observar. Pared gruesa muy perforada, superficie muy reticulada. Diámetro máximo: 450 a 650 micras.

Observaciones.- Difiere de *G. euapertura* por su abertura mucho más baja y por el tamaño mayor de su concha. Se caracteriza por su forma redondeada y por su gran tamaño. Difiere de *G. pseudovenezuelana* por su concha más lisa, cámaras menos infladas y suturas menos deprimidas; también tiene una superficie menos hispida alrededor del ombligo y posee un diente menos desarrollado. Muy abundante en las muestras estudiadas.

Alcance estratigráfico.- Eoceno medio-Plioceno inferior.

Género *Globigerinella* Cushman, 1927

Especie tipo: *Globigerina aequilateralis* Brady, 1879

Brady, H.B., 1879, Notes on some Reticularian Rhizopoda of the Challenger Expedition. Part 2. Additions to the knowledge of porcellaneous and hyaline types: Quarterly Journal of Microscopical Science, new. Ser. **19**: 261-299.

***Globigerinella obesa* Bolli, 1957**

Descripción.-. Concha pequeña, de trocospira cuadrada, las cámaras aumentan rápidamente de tamaño, manteniendo la forma globosa. Perfil espiral débilmente lobulado, vista de perfil discoidal, periferia redondeada. Suturas débiles en la porción inicial, deprimidas y claras en la última vuelta. La abertura es un arco simple que se extiende desde el ombligo hasta la periferia, proyectándose hacia delante en dirección al enrollamiento. Superficie rugosa, finamente perforada.

Observaciones.- Se caracteriza por su abertura proyectada hacia delante. Se considera ancestro de *Hastigerina siphoniphera*. En las muestras estudiadas es escasa.

Alcance estratigráfico.- Mioceno inferior-Mioceno medio.

Género *Globigerinoides* Cushman, 1927

Especie tipo: *Globigerina rubra* d'Orbigny, 1839

Orbigny, A. d', 1839, Foraminifères, in Ramon de la Sagra: Histoire physique, politique et naturelle de l'île de Cuba. Paris: Arthus Bertrand.

Globigerinoides altiapertura Bolli, 1957

Lám. II, fig. 8

Descripción.- Concha ovoide, de trocospira baja, con cámaras subglobulares deprimidas que aumentan rápidamente de tamaño, muy abrazadoras. Generalmente 4 en la última vuelta en el lado espiral, 3 a 3 y media en el lado umbilical. Lado espiral ligeramente convexo. Periferia ecuatorial lobulada, periferia axial redondeada. Suturas deprimidas y radiales en ambos lados. Abertura primaria interiomarginal, umbilical, circular, muy amplia, en forma de arco muy alta. Ombligo mediano y profundo. La última y penúltima cámara del lado espiral con una a tres aberturas suplementarias grandes, algunas veces alineadas con la abertura umbilical. Superficie muy reticulada, hispida. Diámetro máximo, 550 micras.

Observaciones.- El arreglo de las cámaras y forma de la concha de esta especie semeja a la de *G. trilobus trilobus*, al que parece estar relacionado. Difiere por tener aberturas semicirculares suplementarias mucho mayores y más arqueadas. Su primera aparición coincide con la del tronco *G. trilobus*. Su característica principal radica en la presencia de la abertura umbilical grande.

Alcance estratigráfico.- Mioceno inferior.

Globigerinoides bisphericus Todd, 1954

Lám II, figs, 9 y 10

Descripción.- Concha con cámaras globosas, que aumentan rápidamente de tamaño, con contorno subredondeado, con enrollamiento trocospiral bajo, con 3 a 4 cámaras en la última vuelta, la última de ellas muy envolvente, cubriendo casi completamente el ombligo. Suturas radiales, deprimidas. Pared calcárea, finamente perforada y espinosa. La abertura primaria en un arco grande interiomarginal; presenta sólo 2 aberturas secundarias a lo largo de la sutura entre la última y las primeras cámaras, aunque un mayor número de aberturas pueden permanecer abiertas en la espira.

Observaciones.- Difiere de su probable ancestro *G. trilobus* por presentar la última cámara más envolvente cubriendo casi totalmente el ombligo. Con sólo dos aberturas suplementarias a lo largo de la sutura entre la última y primeras cámaras, aunque más aberturas pueden permanecer abiertas sobre la espira.

Alcance estratigráfico.- Mioceno inferior-Mioceno medio.

Globigerinoides diminutus Bolli, 1957

Lám. II, figs. 11 y 12

Descripción.- Concha compacta, de tamaño pequeño, con 3 cámaras en la última vuelta, de enrollamiento trocospiral bajo. Suturas radiales deprimidas. Abertura pequeña en la base de la última cámara, generalmente alta y angosta, algunas veces dando la apariencia de huso vertical. Las aberturas suplementarias se sitúan simétricamente por encima de la sutura. Pared calcárea finamente perforada.

Observaciones.- La especie es morfológicamente similar a *G. ruber* pero difiere por su tamaño mucho más pequeño y por su concha más compacta. El arreglo de las cámaras y posición de las aberturas asimétricamente por encima de la sutura entre las primeras cámaras es igual. Comparado con *G. ruber*, la apertura de esta especie es siempre pequeña, más alta y más angosta, algunas veces presentándose casi como una hendidura vertical. El estudio aquí realizado permite reconocer la utilidad bioestratigráfica de *G. diminutus* en el Mioceno temprano del Sureste de México.

Alcance estratigráfico.- Mioceno inferior.

Globigerinoides primordius Blow y Banner, 1962

Lám. II, fig. 13

Descripción.- Concha de trocospira baja, algo cuadrada, con cámaras hemisféricas infladas, de 9 a 11 distribuidas en dos y media vueltas. Última vuelta con 4 cámaras tanto en el lado espiral como umbilical, aumentando rápidamente de tamaño. Periferia ovalada, con suturas rectas y subradiales en ambos lados. Lado espiral ligeramente convexo. La última cámara sobresale ligeramente de la superficie umbilical, formando una abertura primaria simple, baja, en forma de arco. La superficie espiral posee solo una pequeña abertura suplementaria en la intersección de las suturas, generalmente de forma triangular aunque puede ser ligeramente lunada. Ombligo pequeño y poco profundo. Superficie reticulada. Diámetro máximo, 400 micras.

Observaciones.- Considerado el ancestro del tronco *G. trilobus*, la especie posee paredes muy delicadas, con abertura primaria muy arqueada y con una sola abertura suplementaria en el lado espiral en la base de la última cámara. La especie permitió reconocer el intervalo basal del Mioceno temprano en el área de Sayula.

Alcance estratigráfico.- Mioceno inferior.

***Globigerinoides ruber* (d'Orbigny)**

Descripción.- Concha ovoide, con cámaras subglobulares, 3 en la última vuelta. Periferia ecuatorial lobulada. Abertura primaria interiomarginal, umbilical, en arco bajo, amplia, situada en la base de la última cámara, abarcando la mitad de las cámaras anteriores. Ombbligo profundo. Las últimas cámaras con aberturas suplementarias altas y arqueadas, situadas simétricamente por encima de las suturas de las cámaras anteriores. Superficie hispida.

Observaciones.- Es un componente microfaunístico abundante en las muestras estudiadas.

Alcance estratigráfico.- Mioceno temprano-Mioceno medio.

***Globigerinoides trilobus* (Reuss, 1850)**

***Globigerinoides trilobus immaturus* LeRoy**

Lám. II, figs. 14 y 15

***Globigerinoides trilobus sacculifer* (Brady)**

Lám. II, fig. 16

***Globigerinoides trilobus trilobus* (Reuss)**

Descripción.- Concha subglobular, con 3 a 3 ½ cámaras en la última vuelta. Periferia ecuatorial no lobulada a poco lobulada. Abertura primaria interiomarginal, umbilical, en arco bajo, pequeña a mediana. Ombbligo pequeño, poco profundo. Últimas cámaras con aberturas suplementarias pequeñas, de arco bajo. Superficie hispida.

Observaciones.- Las subespecies del tronco *trilobus* tienen alcances estratigráficos muy grandes; sin embargo, en las áreas tropicales/subtropicales son a menudo el conjunto dominante.

La subespecie *trilobus* difiere de *immaturus* por tener una última cámara más grande que las todas las anteriores en su totalidad. Las formas con la última cámara en forma de saco se asignan a *G. t. sacculifer*.

Alcance estratigráfico.- Mioceno inferior-Holoceno.

Subfamilia ORBULININAE Schultze, 1854

Género *Orbulina* d'Orbigny, 1839

Especie tipo: *Orbulina universa* d'Orbigny, 1839

Orbigny, A. d', 1839, Foraminifères, in Ramon de la Sagra: Histoire physique, politique et naturelle de l'île de Cuba. Paris: Arthus Bertrand.

Orbulina suturalis Bronnimann, 1951

Lám. II, fig. 17

Descripción.- Concha con inicio trocospiral, finalmente esférica, con una sola cámara globosa en la última vuelta, la cual envuelve parcialmente la parte inicial de la espira. Periferia claramente esférica, con pared muy perforada. Abertura primaria como tal, ausente, con presencia de aberturas areales, distribuidas en la pared de la última cámara. Aberturas suplementarias a lo largo de las suturas. Diámetro máximo: 312 micras.

Observaciones.- Se diferencia de *Orbulina universa* por la presencia de las cámaras iniciales y la presencia de aberturas suturales.

Alcance estratigráfico.- Mioceno-Holoceno.

Orbulina universa d'Orbigny, 1839

Lám. II, fig. 18

Descripción.- Vista externamente, concha compuesta por una sola cámara esférica. Superficie perforada, a menudo finamente hispida con grandes poros quizá fungiendo como aberturas. Disecciones del organismo muestran un núcleo globigeriniforme dentro de la cámara esférica. Especímenes bilobulados suelen ocurrir. Diámetro variable, llegando a ser hasta de 1 mm.

Observaciones.- Externamente se observa una sola cámara esférica.

Alcance estratigráfico.- Mioceno medio-Holoceno.

Género *Praeorbulina* Olsson, 1964

Especie tipo: *Globigerinoides glomerosa* subsp. *glomerosa* Blow, 1956

Blow, W.H., 1956, Origin and evolution of the foraminiferal genus *Orbulina* d'Orbigny: Micropaleontology, Vol. 2, p. 57-70.

***Praeorbulina glomerosa* Blow, 1956**

***Praeorbulina glomerosa curva* Blow, 1956**

***Praeorbulina glomerosa glomerosa* Blow, 1956**

Lám. II, fig. 19

Descripción.- Concha esférica con una porción inicial globigeriniforme. Aberturas confinadas a la región sutural de la última cámara, variando de pequeños orificios en forma de huso a grandes poros circulares. Superficie fina a gruesamente perforada. Diámetro: 500 a 700 micras.

Observaciones.- Blow (1956, 1969) reconoció las subespecies *curva*, *glomerosa* y *circularis* dentro de la especie *glomerosa*, diferenciadas por la variedad en las aberturas suturales y el grado de envolvimiento de la concha. El género tipifica un corto intervalo en el Mioceno justamente por debajo de la aparición de *Orbulina*. *P. glomerosa curva* difiere de *P. sicana* por tener 7 en vez de 4 aberturas alrededor de la base de la última cámara. También presenta una última cámara más envolvente. *P. glomerosa glomerosa* difiere de *P. g. curva* por tener más aberturas alrededor de la base de la última cámara y por poseer una concha con contorno casi esférico debido al alto grado de envolvimiento de la última cámara.

Alcance estratigráfico.- Se considera que *P. g. curva* se restringe a la cima del Mioceno temprano, en tanto que *P. g. glomerosa* sobrepasa al Mioceno medio.

***Praeorbulina sicana* (de Stefani)**

Lám. II, fig. 20

Descripción.- Concha casi esférica, no lobulada, con una porción inicial globigeriniforme. Generalmente con 3 a 3 ½ cámaras en la última vuelta, siendo la última de carácter envolvente, abarcando la mitad de la concha. 4 aberturas suplementarias confinadas a la región sutural de la última cámara en forma de pequeños arcos bajos. Superficie finamente perforada.

Observaciones.- Con importancia bioestratigráfica en límite Mioceno temprano-Mioceno medio. Las apariciones de *P. g. glomerosa* y *P. sicana* no se manifiestan simultáneamente en las secciones aquí estudiadas.

Alcance estratigráfico.- De acuerdo a Bolli y Saunders (1985), la especie es exclusiva del Mioceno temprano. De acuerdo a Berggren *et al* (1995), su primera aparición marca el límite Mioceno temprano-Mioceno medio. La integración de los estudios bioestratigráficos y magnetoestratigráficos de este trabajo permiten, en efecto, situar la especie en la base del Mioceno medio.

Praeorbulina transitoria Blow, 1956

Descripción.- Concha ovalada, simétricamente bilobulada. Generalmente con 3 a 3 ½ cámaras en la última vuelta, la penúltima ocupa más de la mitad de la concha. Generalmente con más de 2 aberturas suplementarias confinadas a la región sutural de la última cámara en forma de pequeños arcos bajos. Superficie finamente perforada.

Observaciones.- Se presenta de manera escasa en las muestras estudiadas.

Alcance estratigráfico.- Mioceno temprano-base del Mioceno medio.

APÉNDICE MICROPALAEONTOLÓGICO

Sección estratigráfica La Colonia

Miguel-174 Arcillita limosa verde. *Turborotalia ampliapertura*, *Subbotina gortanii*, *Globoquadrina tripartita*, *Globoquadrina sellii*, *G. venezuelana*, *G. pseudoampliapertura*, *G. euapertura*, *G. praebulloides leroyi*, *G. ciperensis angustiumblicata*, *Globorotalia increbescens*, *Paraglobootalia opima nana*. *Marginulina* sp., *Uvigerina* spp., *Melonis affinis*, *Gyroidinoides girardana*, *Pullenia bulloides*, *Lenticulina americana*, *Cibicidoides* spp., *Siphonina* sp., *Nodosaria* sp., *Discorbinella* ? sp.

Miguel-175 Arcillita limosa gris-verde. Contiene *Turborotalia ampliapertura*, *Globoquadrina tripartita*, *G. galavisi*, *G. pseudoampliapertura*, *G. euapertura*, *Globorotalia* sp. y *Paragloborotalia opima nana*. *Bulimina striata*, *Brizalina marginata*. *Planulina* spp., *Hanzawaia isidroensis*, *Lenticulina americana*, *Siphonodosaria* sp., *Gyroidinoides* ? sp.

Miguel-176 Arcillita limosa. *Globorotalia increbescens*, *Paragloborotalia opima nana*, *P. o. opima*, *Globigerina* sp., *Globoquadrina tripartita*, *G. euapertura*, *G. ouachitensis ouachitensis*, *G. o. gnaucki*, *G. ciperensis anguliofficialis*, *G. c. angustiumblicata* y otras con afinidad al Grupo de *ciperensis*, *Turborotalia ampliapertura* y *Catapsydrax unicavus*. *Bulimina* spp., *Gyroidinoides altiformis*.

Miguel-177 Arcillita limosa. *Turborotalia ampliapertura* y *Paragloborotalia opima nana*. *Lenticulina* spp., *Siphonodosaria* spp., *Gyroidinoides* sp., *G. altiformis*.

Miguel-178 Arcillita limosa. *Globoquadrina tripartita*, *G. pseudoampliapertura*, *G. pseudovenezuelana*, *G. praebulloides*, *Subbotina gortanii*, *G. ciperensis angustiumblicata*, *G. c. anguliofficialis*, *Globigerina ciperensis*, *Globorotalia* sp. y *G. increbescens*. *Bulimina* sp.

Miguel-179 Arcillita limosa. *Globoquadrina tripartita*, *Globigerina ciperensis*, *G. c. angustiumblicata*, *G. pseudoampliapertura*, *Globorotalia* sp., *G. increbescens*, *P. opima nana*, *Catapsydrax unicavus*, *Globorotaloides?* sp.. *Planulina exorna*, *P. cf. wuellerstorfi*, *Bulimina striata*, *Melonis affinis*, *Nodosaria* spp., *Lenticulina* spp., *Gyroidinoides girardana*.

Miguel-180 Arcillita limosa. *Turborotalia ampliapertura*, *Globoquadrina tripartita*, *G. venezuelana*, *G. ouachitensis ouachitensis*, *Paragloborotalia opima nana* y *G. (J.) mayeri?*. *Lenticulina americana*, *Ellipsoidina* sp., *Melonis affinis*, *Bulimina striata*, *Nodosaria* spp., *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Gyroidinoides altiformis*, *G. laevis*, *Globocassidulina globosa*, *Uvigerina* spp., *Siphonina pozonensis*
Hanzawaia spp.

Miguel-181 Arcillita limosa. *Turborotalia ampliapertura*, *Globigerina pseudovenezuelana*, *Globigerina ciperensis*, *Globorotaloides* sp. y *Paragloborotalia opima* s.l.. *Pullenia* spp., *Hanzawaia isidroensis*, *Bulimina striata*, *Globocassidulina globosa*, *Melonis affinis*, *Brizalina marginata*, *Gyroidinoides altiformis*, *Siphonina pozonensis*, *Planulina* cf. *wuellerstorfi*, *Lenticulina* spp., *Cassidulina neocarinata*.

Miguel-182 Lutita y limonita. Sin microfauna.

Sección estratigráfica Zanja Seca

Miguel-150 Conglomerado con abundante matriz arenosa intercalado en cuerpos de conglomerados masivos. La matriz contiene microfósiles relativamente mal conservados, predominando los foraminíferos planctónicos. Se observan ejemplares de *Globigerina venezuelana*, *Globigerinoides* sp., *G. trilobus immaturus*, *G. t. trilobus*, *G. ruber* y *Globorotalia* sp.

Miguel-151 Conglomerado con matriz arenosa, con fragmentos de +/- 1 cm de calizas, areniscas. En la matriz estudiada se observa únicamente un foraminífero planctónico mal conservado, quizá correspondiente al género *Globigerinoides* sp. y *G. trilobus immaturus*.

Miguel-152 Conglomerado con matriz arenosa, con fragmentos de +/- 1 cm de calizas, areniscas. En la matriz estudiada se observan muy escasos ejemplares de *Cibicidoides* sp. y *Globigerinoides* sp., ambos en mal estado de preservación.

Miguel-153 Lentes de caliza arrecifal. Sin microfauna.

Miguel-154 Conglomerado arenoso cuya matriz contiene una microfauna muy recristalizada, predominando los foraminíferos planctónicos, entre los que se registra a *Paragloborotalia opima opima*, *P. opima nana* y *Subbotina gortanii*. *Alvarezina cyclostomata*, *Gyroidinoides laevis*, *Hanzawaia* spp., *Discorbinella* spp., *Cancris* spp., *Oridorsalis westi*, *Heterolepa* sp.

Miguel-155 Conglomerado arenoso, con cantos de 10, 20 y 30 cm. La matriz contiene muy escasa microfauna. *Globigerina venezuelana* y foraminíferos bentónicos rotos.

Miguel-156 Lente de caliza.

Miguel-157 Lente de caliza.

Sección estratigráfica San Miguel

Miguel-158 Roca metamórfica. Areniscas metamorfizadas, muy fracturadas.

Miguel-159 Limolita gris pizarra. Escasos ejemplares de *Globorotalia* sp., *Hanzawaia* spp., *Planulina exorna*, *Gyroidinoides* sp., *Gyroidinoides altiformis*, *Lenticulina* spp.

Miguel-160 Limolita gris oscuro, ligeramente arenosa. *Globorotalia* spp., *Globigerina* spp., *G. euapertura*, *Subbotina gortanii* y *G. ouachitensis*. *Pullenia quinqueloba*, *Hanzawaia* spp., *Planulina* spp., *Gyroidinoides soldadoensis*.

Miguel-161 Limolita gris verdoso, intercalada en secuencia de conglomerado fino. *Globigerina* spp.. *Subbotina gortanii*, *Siphonodosaria* sp. (fragmento).

Miguel-162 Limolita gris. *Globigerina* sp. cf. *Globigerina ciperoensis*.

Miguel-163 Limolita-lutita gris oscuro. *Dentoglobigerina yeguaensis*, *G. eocaena*, *G. ouachitensis* y *Globorotalia* sp.. *Melonis affinis*, *Hanzawaia isidroensis*, *Lenticulina americana*, *Brizalina marginata*, *Cibicidoides umbonatus*.

Miguel-164 Limolita-lutita gris oscuro. Escasos foraminíferos planctónicos, tales *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., *Subbotina gortanii* y *Catapsydrax unicavus*.

Miguel-165 Limolita-lutita gris oscuro. *Catapsydrax unicavus*, *Paragloborotalia opima nana*, *P. o. opima*, *Globoquadrina sellii* y *Globoquadrina tripartita*. *Hanzawaia* sp., *Textularia* sp., *Siphonodosaria* spp., *Discorbis* sp., *Praeglobobulimina ovata*, *Melonis affinis*, *Lenticulina* spp.

Miguel-166 Limolita-lutita gris oscuro. *Globigerina* sp. cf. *G. venezuelana*. *Hanzawaia* sp.

Miguel-167 Limolita-lutita. *Catapsydrax unicavus*, *Globigerina* sp., *Subbotina gortanii*, *Dentoglobigerina yeguaensis* y *G. eocaena*.

Miguel-168 Arena limosa gris. *Globoquadrina tripartita* y formas afines al grupo, *G. euapertura*, *G. ouachitensis* s.l., *Dentoglobigerina yeguaensis*, *Globorotalia* sp., *Paragloborotalia opima opima*, *P. o. nana*, *Catapsydrax unicavus*. *Planulina exorna*, *Oridorsalis westi*, *Cibicidoides miocenica*, *Pullenia quinqueloba*, *Discorbinella cushmani* ?

Sección estratigráfica Playa Ganado

Miguel-169 Arena limosa. *Globoquadrina tripartita* y formas afines al grupo.

Miguel-170 Arena limosa. *Catapsydrax unicavus*, *C. dissimilis*, *Globoquadrina sellii*, *Paragloborotalia opima nana*. *Planulina exorna*, *Lenticulina* sp. (rota), *Hanzawaia isidroensis*, *Globocassidulina globosa*, *Alvarezina* sp., *Pullenia quinqueloba*.

Miguel-171 Limolita arenosa. Sin microfauna.

Miguel-172 Limolita arenosa. *Catapsydrax unicavus*, *C. dissimilis*. *Uvigerina* (rota), *Glandulina* sp., *Hoeglundina elegans*, *Karreriella* sp.

Miguel-173 Arena limosa. Sin microfauna.

Sección estratigráfica Sayula E-Diques

Misa-33 Toba. *Catapsydrax stainforthi*, *C. dissimilis*, *Globigerinoides primordius*?, *G. altiapertura*?, *G. trilobus trilobus*, *Globorotalia (J.) mayeri*, *Globigerinella obesa*, *Globigerina venezuelana*, *Globorotaloides suteri*. *Globocassidulina subglobosa*, *Planulina* sp., *Nodosaria lamellata*, *Siphonodosaria* sp., *Bulimina* sp., *Brizalina marginata*, *Melonis affinis*, *Uvigerina* sp., *Amphycorina* sp.

Misa -34 Marga café claro. *Catapsydrax stainforthi*, *C. dissimilis*, *Globigerinoides primordius*, *G. trilobus trilobus*, *Globorotalia (J.) mayeri*, *Globigerinella obesa*, *Globigerina venezuelana*, *Globorotaloides suteri*, *Globoquadrina* spp., *Globigerinoides* sp.?. *Bathysiphon* sp., *Gyroidinoides* sp., *Melonis affinis*, *M. pompilioides*.

Misa -35 Marga café verdoso con intercalaciones de toba. *Globorotalia* spp.?, *Globigerinella obesa*, *G. (J.) mayeri*, *Globorotalia (Fohsella) peripheroronda*, *Globigerinoides ruber*, *G. trilobus trilobus*, *Globigerina venezuelana*. *Siphonodosaria* sp., *Pullenia* sp., *Brizalina* sp., *Planulina* sp., *Pleurostomella* sp., *Fursenkoina* sp., *Melonis affinis*, *Praeglobobulimina* sp., *Karreriella* sp., *Chilostomella* sp., miliólido.

Misa -36 Marga café verdoso. *Globigerinoides* spp., *G. trilobus trilobus*, *Globigerina venezuelana*, *Globorotalia (Fohsella) peripheroronda*, *Catapsydrax dissimilis*. *Bathysiphon* sp., *Chilostomella* sp., *Pullenia bulloides*, *Melonis affinis*, *Gyroidinoides* sp., *Cibicidoides* sp., *Nodosaria* sp., *Praeglobobulimina* sp., miliólido.

Misa -37 Dique arenoso con clastos de marga. Clastos: *Globigerina* sp., *G. venezuelana*, *Paragloborotalia opima nana*, *G. (J.) mayeri*, *Dentoglobigerina altispira*, *G. a. globosa*.

Misa -38 Marga. *Catapsydrax stainforthi*, *C. dissimilis*, *Globorotalia (Fohsella) peripheroronda*, *G. (J.) mayeri*, *Globigerinoides trilobus trilobus*, *Globigerina venezuelana*. *Nodosaria* sp., *Siphonodosaria* sp., *Pleurostomella* sp., *Cibicidoides* sp., *Praeglobobulimina* sp., *Gyroidinoides* sp., *Pullenia bulloides*, *Siphonodosaria* sp.

Misa -39 Marga gris verdoso.

Misa -40 Marga café verdoso. *Globigerinella obesa*, *Catapsydrax stainforthi*, *Globigerinoides trilobus trilobus*, *G. diminutus*, *Globoquadrina* spp., *Nodosaria* sp., *Pullenia bulloides*, *Praeglobobulimina* sp., *Siphonodosaria* sp., *Chilostomella* sp., *Melonis affinis*.

Misa -41 Marga.

Misa -42 Dique arenoso. Clastos: *Cassigerinella chipolensis*, *Globigerina* cf. *ciperoensis*, *Globorotalia* (*J.*) *mayeri*, *Paragloborotalia opima opima*, *P. o. nana*, *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerina venezuelana* y *Subbotina gortanii*. *Oridorsalis variapertura*, *Martinotiella* sp., *Chilostomella ovoidea*, *Ch. czizeki*, *Pullenia bulloides*, *Brizalina alata*.

Misa -43 Marga café verdoso. *Globorotalia* spp., *Globorotalia* (*Fohsella*) *peripheroacuta*, *Globoquadrina* spp., *Globigerinoides trilobus trilobus*. *Nodosaria* sp., *Praeglobobulimina* sp., *Pullenia bulloides*, *Cibicoides* sp., *Gyroidinoides* sp., *Fursenkoina* sp., *Melonis affinis*, *Eponides* sp.

Misa-44 Marga café rojizo. *Globorotalia* spp., *Globoquadrina* spp., *Globigerinoides* spp., *G. trilobus trilobus*, *Globigerina venezuelana*. *Eponides* sp., *Gyroidinoides* sp., *Chilostomella* sp., *Cibicoides* sp., *Pullenia bulloides*, *Praeglobobulimina* sp., *Nodosaria* sp., *Siphonodosaria* sp., *Fursenkoina* sp., *Anomalinoides cicatricosus*.

Misa -45 Marga gris verdoso. *Globigerinoides trilobus trilobus*. *Chilostomella* sp., *Siphonodosaria* sp., *Eponides* sp., *Praeglobobulimina ovata*, *Cibicoides* sp., *Gyroidinoides* sp.,

Misa -46 Arena intercalada en margas. *Globorotalia* (*Fohsella*) *peripheroacuta*, *Siphonodosaria* sp., *Brizalina* sp., *Bulimina* sp.

Misa -47 Marga asociada a la arena previa. *Catapsydrax stainforthi*, *C. dissimilis*, *Globorotalia* (*Fohsella*) *peripheroronda*, *G. (J.) mayeri* ?, *Globigerinoides trilobus trilobus*, *G. ruber*, *Globoquadrina* spp., *Chilostomella ovoidea*, *Ch. czizeki*, *Praeglobobulimina* sp., *Cibicoides* sp., *Eponides* sp., *Nodosaria* sp.

Misa -48 Marga gris verdoso. *Globigerina venezuelana*. *Chilostomella* sp.

Misa -49 Arena con restos vegetales.

Misa -49 A Marga verde. *Catapsydrax unicavus*, *Globigerinoides obliquus obliquus*?, *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerina venezuelana*. *Praeglobobulimina* sp., *Chilostomella* sp., *Pullenia bulloides*, *Nodosaria* sp., *Siphonodosaria* sp., *Cibicoides* sp.

Misa -50 Marga café rojizo. *Globigerinoides ruber*, *G. diminutus* ???, *Globoquadrina* spp., *Gyroidinoides* sp., *Cibicoides* sp., *Nodosaria* sp., *Pullenia bulloides*, *Melonis pompilioides*, *Praeglobobulimina* sp., *Batysiphon* sp., *Eponides* sp.

Misa -51 Marga crema con bioturbación, intercaladas con capas de arena.

Misa -52 Margas crema. *Gyroidinoides* sp., *G. altiformis*, *Pullenia bulloides*, *Praeglobobulimina* sp., *Nodosaria* sp., *Cibicoides* sp., *Anomalinoides cicatricosus*, *Chilostomella* sp.

Misa -53 Marga café verdoso. *Globigerinoides trilobus trilobus*. *Planulina wuellerstorfi*, *Pullenia* sp., *Cibicoides* sp., *Praeglobobulimina* sp.

Sección estratigráfica Puente Vistahermosa

Misa-90 Marga café verdoso. *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., *P. opima nana/continua*, *Globorotalia (Fohsella) peripheroronda*, *Catapsydrax dissimilis*, *C. stainforthi*. *Gyroidinoides* sp., *Chilostomella czizeki*, *Siphonodosaria* sp., *Nodosaria* sp., *Praeglobobulimina* sp., *Pullenia* sp., *P. bulloides*, *Eponides* sp., miliólido.

Misa-90A Toba.

Misa-91 Marga café claro. *Globigerinoides ruber*, *Catapsydrax* sp., *C. dissimilis*. *Gyroidinoides altiformis*, *G. laevis*, *Chilostomella* sp., *Cibicidoides* sp., *Melonis affinis*, *Bulimina* sp., *Globocassidulina* sp.

Misa-92 Toba amarillenta en capas de 90 cm.

Misa-93 Marga de 15 a 20 cm. *Globigerinoides* sp., *Globigerinoides primordius*, *G. trilobus immaturus*. *Chilostomella* sp., *Praeglobobulimina* sp., *Pullenia* sp., *P. bulloides*, *Cibicidoides* sp., *Eponides* sp., *Gyroidinoides* sp., *Alvarezina* sp. *Trochamminoides* sp.

Misa-94 Arenisca gruesa? *Amphistegina lessonii*, *Lagena* sp., *Nodosaria* sp.

Misa-95 Arenisca fina em capas de 2 a 4 cm. *Globigerina venezuelana*, *Globigerinoides* sp.. *Amphistegina lessonii*, *Rectuvigerina senni*, *Cibicidoides* sp.

Misa-96 Marga amarillenta. *Globigerina venezuelana*. *Chilostomella* sp.

Misa-97 Marga blanca. *Globoquadrina* sp.?, *Globigerinoides trilobus trilobus*. *Chilostomella* sp., *Trochamminoides* sp., *Eponides* sp.

Misa-97A Depósito turbidítico ? con estructura gradada.

Misa-98 Marga entre capas de tobas. *Catapsydrax dissimilis*, *Globoquadrina* sp.?, *Globigerinoides trilobus trilobus*, *G. t. immaturus*. *Bathysiphon* sp., *Cyclammina cancellata*, *Trochamminoides* sp., *Siphonodosaria* sp., *Fursenkoina* sp., *Praeglobobulimina* sp., *Gyroidinoides* sp., *Nodosaria* sp., *Chilostomella* sp., *Pullenia bulloides*.

Misa-98A Toba. *Catapsydrax stainforthi*, *C. dissimilis*, *Globorotalia (Fohsella) peripheroronda*, *G. (J.) mayeri*. *Cyclammina cancellata*, *Gyroidinoides* sp., *G. altiformis*, *Praeglobobulimina* sp., *Chilostomella* sp., *Trochamminoides* sp., *Pullenia bulloides*, *Sphaeroidina* sp., *Melonis affinis*, *Cibicidoides* sp., *Pleurostomella* sp., *Cyclogira* sp.

Misa-99 Marga intercalada con arenisca. *Catapsydrax dissimilis*. *Pullenia bulloides*, *Cibicidoides* sp., *Nodosaria* sp., *Chilostomella* sp., *Sigmoilopsis schlumbergeri*, *Gyroidinoides* sp.

Misa-100 Marga verde. *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerinoides altiapertura*, *Globorotalia (J.) mayeri*. *Siphonodosaria* sp., *Pullenia bulloides*, *Nodosaria* sp., *Melonis affinis*, *Gyroidinoides altiformis*, *G. laevis*, *Cibicidoides* sp., *Anomalinoides* sp., *Lenticulina* sp., *Lagena* sp., *Praeglobobulimina* sp., *Oridorsalis westi*.

Misa-101 Marga verde. *Globigerinoides* sp.. *Chilostomella* sp., *Melonis affinis*, *Cibicidoides* sp., *Praeglobobulimina* sp., *Gyroidinoides* sp., *Pullenia bulloides*, *Bathysiphon* sp., *Trochamminoides deformata*, *Lagena* sp.

Misa-102 Marga verde olivo a gris. *Lenticulina* sp., *Trochamminoides* sp., *Uvigerina* sp., *Melonis affinis*, *Chilostomella* sp., *Praeglobobulimina* sp., *Pullenia bulloides*, *Lagena* sp., *Cibicidoides* sp.

Misa-103 Marga verde gris. *Catapsydrax stainforthi*, *C. dissimilis*, *Globigerinoides ruber*, *G. trilobus immaturus*. *Praeglobobulimina* sp., *Siphonodosaria* sp., *Nodosaria* sp., *Pullenia bulloides*, *Gyroidinoides* sp., *G. altiformis*.

Misa-104 Marga verde. *Globigerinavenezuelana*. *Praeglobobulimina* sp., *Chilostomella* sp., *Gyroidinoides* sp., *Siphonodosaria* sp., *Bathysiphon* sp., *Trochamminoides deformata*.

Misa-105 Marga café claro intercalada con areniscas tobáceas? *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerina venezuelana*, *Globigerinoides* spp.. *Nodosaria* sp., *Praeglobobulimina* sp., *Chilostomella* sp., *Gyroidinoides* sp., *Melonis* sp., *Pullenia bulloides*.

Misa-106 Marga verde obscuro. *Globigerinoides trilobus trilobus*. *Nodosaria* sp., *Praeglobobulimina* sp., *Chilostomella* sp., *Bathysiphon* sp., *Trochamminoides* sp.

Misa-107 Marga. *Praeglobobulimina* sp., *Chilostomella* sp., *Gyroidinoides* sp., *Uvigerina* sp., *Pullenia* sp., *Oridorsalis* sp.

Misa-108 Marga. *Globigerinoides trilobus trilobus*, *G. t. immaturus*, *G. altiapertura*. *Bathysiphon* sp., *Brizalina* sp., *Praeglobobulimina* sp., *Chilostomella* sp., *Siphonina* cf. *Pozonensis*, *Lenticulina* sp., *Melonis pompilioides*, *Uvigerina* sp.

Misa-109 Toba ?

Misa-110 Marga verde olivo. *Globigerinoides* sp., *Globorotalia* sp.

Misa-111 Arenisca tobácea con clastos *ripped up* de marga.

Misa-111A Dique arenoso.

Misa-112 Marga amarillenta.

Sección estratigráfica Magnet-1

SQ-1 Marga gris. *Globigerinoides primordius*

SQ-2 Marga gris. *Catapsydrax dissimilis*, *Globorotalia* cf. *G. (J.) mayeri*

SQ-3 Marga gris. *Globigerinoides primordius*, *Globorotalia (J.) mayeri*, *Globigerinella obesa*, *Globigerina venezuelana*.

SQ-4 Marga gris.

SQ-5 Marga gris. *Catapsydrax* sp., *Globorotalia* sp., *G. (J.) mayeri*, *Globigerina venezuelana*.

SQ-6 Marga gris. *Catapsydrax dissimilis*

SQ-7 Marga gris. *Globigerina venezuelana*. *Nodosaria* sp.

SQ-8 Marga gris. *Catapsydrax dissimilis*, *Catapsydrax stainforthi*, *Globigerinoides trilobus trilobus*, *G. t. immaturus*, *Globigerina venezuelana*, *Globorotaloides suteri*, *Anomalina flintii*.

SQ-9 Marga gris. *Catapsydrax stainforthi*, *Globigerinoides primordius*, *G. trilobus trilobus*, *G. t. immaturus*, *G. altiapertura*, *Globorotaloides* sp.?, *Globorotalia (J.) mayeri*, *Globigerina venezuelana*, *Chilostomella* spp.

Sección estratigráfica Flanco W del Anticlinal San Juan Evangelista

Misa -113 Marga café. *Globigerina venezuelana*, *Catpsydrax stainforthi*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerinoides* sp.

Misa -114 Marga café. *Globigerina venezuelana*, *Catpsydrax stainforthi*, *Globoquadrina* sp., *G. dehiscens*, *Globigerinoides* sp.

Misa -115 Marga. *Globorotalia (J.) mayeri*.

Misa -116 Marga café. *Globigerinoides altiaperturus*, *G. trilobus trilobus*, *Globigerina* sp., *G. venezuelana*, *Globigerinella obesa*. *Globoquadrina altispira globosa*. *Globigerina venezuelana*, *Catpsydrax stainforthi*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerinoides* sp.

Misa -117 Marga café. *Globorotalia (J.) mayeri*, *Globigerinoides trilobus trilobus*, *Globorotalia (Fohsella) peripheroronda*.

Misa -118 Marga y arena. *Globigerinoides trilobus trilobus*, *G. t. immaturus*, *Globigerina* sp., *G. venezuelana*, *Globoquadrina dehiscens*.

Misa -119 Marga. *Globigerinoides trilobus trilobus*, *G. t. immaturus*, *G. altiaperturus*.

Misa -120 Marga. *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerinoides trilobus immaturus*, *G. cf. bisphericus*, *Globigerina venezuelana*.

Sección estratigráfica Magnet-2

SQ-2-1 Marga gris. *Gyroidinoides* cf. *broeckiana*.

SQ-2-2 Marga gris. *Globigerina venezuelana*.

SQ-2-3 Marga gris. *Catapsydrax dissimilis*.

SQ-2-4 Marga gris. Sin fauna.

SQ-2-5 Marga gris. *Globigerina* sp., *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides trilobus trilobus*.

SQ-2-6 Marga gris. *Globigerinoides trilobus immaturus*, *G. t. trilobus*, *G. venezuelana*, *G. praebulloides*.

SQ-2-7 Marga gris. Sin fauna.

SQ-2-8 Marga gris. *Catapsydrax* sp., *Globigerina venezuelana*, *Globigerinoides trilobus trilobus*, *G. t. immaturus*, *Globorotalia* sp., *G. sp. cf. mayeri*.

SQ-2-9 Marga gris. *Globigerinoides* sp., *G. ruber*.

SQ-2-10 Marga gris. Foraminíferos bentónicos mal conservados.

SQ-2-11 Marga gris. Foraminíferos bentónicos mal conservados.

SQ-2-12 Marga gris. *Globigerinoides trilobus trilobus*, *G. t. immaturus*. Foraminíferos bentónicos mal conservados.

SQ-2-13 Marga gris.

- SQ-2-14** Marga gris.
- SQ-2-15** Marga gris. *Globigerinoides trilobus trilobus*, *G. t. immaturus*,
- SQ-2-16** Marga gris. *Globigerinoides* sp.

Sección estratigráfica Sayula F-Tobas

Misa-57 Toba gris. *Lenticulina* sp., *Uvigerina* sp., *Cibicidoides* sp., *Planulina* sp., *Bulimina* sp.

Misa-5 Marga.

Misa-59 Marga gris. *Globigerinoides trilobus trilobus*, *G. t. immaturus*, *Globoquadrina* sp.?, *Melonis affinis*, *Pullenia bulloides*, *Discorbinella cushmani*, *Chilostomella* sp., *Cibicidoides* sp., *Nodosaria* sp., *Siphonodosaria* sp., *Bathysiphon* sp., *Fursenkoina* sp., *Gyroidinoides* sp., miliólidos.

Misa-60 Marga verde. *Globigerinoides* sp., *Globorotalia* sp., *Nodosaria* sp., *Sphaeroidina* sp., *Bathysiphon* sp., *Eponides* sp., *Cibicidoides* sp.

Misa-61 Marga gris obscuro. *Globorotalia* spp., *Globigerina* spp., *Catapsydrax* sp.?, *Bathysiphon* sp., *Eponides* sp., *Cibicidoides* sp., *Pullenia bulloides*, *Melonis affinis*, *Praeglobobulimina* sp.

Misa-62 Marga gris. *Globoquadrina* sp.?, *Catapsydrax* sp.?, *Globigerinoides* cf. *primordius*?, *Nodosaria* sp., *Siphonodosaria* sp., *Chilostomella* sp., *Brizalina* sp., *Eponides* sp., *Pullenia bulloides*, *Praeglobobulimina* sp., *Cibicidoides* sp., *Melonis affinis*, *Anomalinoides cicatricosus*.

Misa-63 Marga. *Globorotalia* spp., *Chilostomella* sp., *Pullenia bulloides*, *Gyroidinoides* sp., *Cibicidoides* sp.

Misa-64 Toba blanca. *Lenticulina* sp., *Gyroidinoides* sp., *Oridorsalis* sp.

Sección estratigráfica Magnet-3

Misa-1 Marga crema. *Globigerinoides diminutus*, *G. bisphericus*, *G. ruber*, *G. trilobus* s.l., *Globorotalia* (*J.*) *mayeri*, *Globorotalia* (*Fohsella*) *peripheroronda*, *Globoquadrina* sp., *Praeorbulina transitoria*?, *Melonis affinis*, *Gyroidinoides* sp., *Sphaeroidina bulloides*, *Anomalinoides cicatricosus*, *Cibicidoides* spp., *Nodosaria* sp.. Nanoplancton calcáreo (Biozona de *Sphenolithus heteromorphus*): *Cyclicargolithus floridanus*, *Sphenolithus heteromorphus*, *S. pseudoheteromorphus*, *Reticulofenestra pseudumbilica*, *R. amplus*, *S. conicus*, *S. moriformis*, *Helicosphaera kamptneri*, *H. burkei*, *H. parallela*, *H. obliqua*, *Coronocyclus nitescens*, *Calcidiscus premacintyreii*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster variabilis*, *D. deflandrei*, *D. subsurculus*, *D. druggi*, *D. variabilis*, *D. divaricatus*, *D. pentaradiatus*, *D. exilis*, *D. morei*, *D. cf. formosus*, *Umbilicosphaera cricota*, *Pyrocyclus orangensis*, *P. inversus*, *Pontosphaera* sp.

Misa-2 Marga. *Globigerinoides diminutus*, *G. bisphericus*, *G. ruber*, *G. trilobus* s.l., *Globoquadrina* spp., *Globorotalia* (*Fohsella*) *peripheroronda*, *Globorotalia* (*J.*) *mayeri*, *Praeorbulina glomerosa curva*, *Nodosaria* spp., *Bulimina striata*, *Cibicidoides* spp., *Gyroidinoides* sp., *Melonis affinis*, *Siphonodosaria* sp.. Nanoplancton calcáreo: *Reticulofenestra pseudumbilica*, *R. amplus*, *Coccolithus pelagicus*, *C. miopelagicus*, *Pyrocyclus inversus*, *P. hermosus*, *Coronocyclus nitescens*, *Umbilicosphaera cricota*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Sphenolithus heteromorphus*, *S. conicus*, *S. abies*, *Discoaster variabilis*, *D. cf. formosus*, *D. subsurculus*, *D. druggi*, *D. challengerii*, *D.*

deflandrei, *D. pentaradiatus*, *D. challengerii*, *D. druggi*, *D. cf sanmiguelensis*, *D. musicus*, *D. exilis*, *Calcidiscus premacintyreii*, *Helicosphaera parallela*.

Misa-3 Marga. *Globigerinoides diminutus*, *G. bisphericus*, *G. trilobus trilobus*, *G. t. immaturus*, *G. subquadratus*, *G. bulloideus*, *G. primordius*, *G. ruber*, *Globoquadrina* spp., *Globorotalia* sp., *Globigerinella obesa*, *Globigerina* sp., *Praeorbulina glomerata curva*, *P. sicana*. *Melonis affinis*, *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp., *Gyroidinoides* spp., *Rectuvigerina* sp., *Gyroidinoides* sp., *Siphonodosaria* sp., *Cibicidoides* sp.

Misa- 4 Marga. *Globorotalia* sp., *Planulina ariminensis*, *Melonis affinis*, *Pullenia* sp., *Gyroidinoides girardana*, *Nodosaria* sp., *Cibicidoides* sp.

Misa-5 Marga. *Globigerinoides bisphericus*, *Praeorbulina sicana*, *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., *Globigerinoides* sp., *Praeorbulina* sp.. *Planulina wüellestorfi*, *Cibicidoides* sp., *Gyroidinoides* sp., *Hanzawaia* spp.

Misa- 6 Marga. *Globigerinoides bisphericus*, *Globigerinoides trilobus trilobus*, *G. t. immaturus*, *G. ruber*, *G. trilobus*, *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., *Globorotalia (Fohsella) peripheroronda*, *Globigerinella obesa*, *Praeorbulina glomerata curva*, *P. g. glomerata*, *P. transitoria*. *Planulina* spp., *P. wüellestorfi*, *Nodosaria* sp., *Pullenia* sp., *Melonis affinis*, *Bulimina striata*, *Hanzawaia* sp., *Gyroidinoides* spp., *G. altiformis*, *Pleurostomella* sp., *Uvigerina* sp., *Fursenkoina* sp., *Cibicidoides* sp. Nanoplankton calcáreo: *Coccolithus pelagicus*, *C. miopelagicus*, *Helicosphaera kamptneri*, *H. elongata*, *H. burkei*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Sphenolithus heteromorphus*, *Discoaster subsurculus*, *D. druggi*, *D. triradiatus*, *D. deflandrei*, *D. divaricatus*, *D. morei*, *D. musicus*, *D. challengerii*, *D. exilis*, *D. sanmiguelensis*, *D. bollii*, *Pyroclychus inesus*, *P. orangensis*, *Thoracosphaera* sp., *Pontosphaera* sp., *Calcidiscus premacintyreii*, *Scyphosphaera* sp.

Misa-7 Marga. *Globigerinoides bisphericus*, *G. ruber*, *G. trilobus trilobus*, *G. diminutus*, *G. subquadratus*, *Globorotalia (J.) mayeri*, *Globorotalia (Fohsella) peripheroronda*, *Praeorbulina glomerata glomerata*. *Pullenia bulloides*, *Bulimina striata*, *Gyroidinoides* sp., *G. altiformis*, *G. laevis*, *Cibicidoides* sp., *Melonis affinis*, *Siphonodosaria* sp.

Misa-8 Marga. *Globigerinoides diminutus*, *G. bisphericus*, *G. ruber*, *Globorotalia* sp., *G. scitula*, *Praeorbulina glomerata glomerata*, *P. sicana*. *Pullenia bulloides*, *Melonis affinis*, *Nodosaria* sp., *Planulina* sp., *Anomalinoides cicatricosus*, *Gyroidinoides girardana*, *G. laevis*, *G. altiformis*, *Heterolepa* ? sp., *Siphonodosaria* sp.

Misa- 9 Marga. *Globorotalia* sp.. *Siphonodosaria* sp., *Planulina wüellestorfi*.

Misa- 10 a Toba? *Globorotalia (Fohsella) peripheroronda*, *G. (J.) mayeri*, *Globigerinoides bisphericus*, *G. diminutus*, *G. subquadratus*, *G. trilobus trilobus*, *G. t. immaturus*, *G. ruber*, *Globigerina venezuelana*, *Globoquadrina dehiscens*. *Bulimina* spp., *Cibicidoides* sp.

Misa-10 Marga. *Globigerinoides bisphericus*, *G. ruber*, *Praeorbulina glomerata glomerata*. *Pullenia bulloides*, *Melonis affinis*, *Gyroidinoides* sp., *G. altiformis*, *Anomalinoides cicatricosus*, *Siphonodosaria* sp., *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp. *Cibicidoides* spp.

Misa-11 Marga. *Globorotalia* sp.. *Hanzawaia isidroensis*, *Melonis affinis*, *Cibicidoides* sp., *Gyroidinoides* sp.

Misa-12 Marga. *Globigerinoides trilobus* s.l., *Globigerinoides trilobus trilobus*.. *Brizalina subaenariensis*, *Nodosaria* sp., *Pullenia bulloides*, *Chilostomella* sp.

Misa-13 Marga. *Globorotalia (J.) mayeri*, *H. fohsi peripheroronda*, *Globigerinoides trilobus*, *trilobus*, *G. t. immaturus*, *G. bisphericus*, *Praeorbulina* sp., *P. glomerata glomerata*. *Planulina ariminensis*, *Melonis affinis*, *Oridorsalis westi*, *Bulimina striata*, *Brizalina marginata*,

Praeglobobulimina sp., *P. ovata*, *Guttulina communis*, *Nodosaria* sp., *Gyroidinoides* spp., *Anomalinoides cicatricosus*.

Misa-14 Toba. *Globorotalia (J.) mayeri*, *Globorotalia (Fohsella) peripheroronda*, *Globigerinoides trilobus*, *G. t. immaturus*, *G. bisphericus*, *G. ruber*, *P. sicana*, *P. glomerosa glomerosa*, *P. g. curva*, *Orbulina suturalis*, *Globigerinella obesa*, *Globoquadrina* sp., *Praeglobobulimina ovata*, *Bulimina striata*, *Melonis affinis*, *Pullenia* sp., *Gyroidinoides* sp., *Planulina* spp., *Textularia* spp., *Anomalinoides cicatricosus*.

Misa-15 Marga. *Globoquadrina altispira comica*, *G. dehiscens*, *Globorotalia (Fohsella) peripheroronda*, *Globigerinoides trilobus trilobus*, *G. t. immaturus*, *G. bisphericus*, *Orbulina suturalis*. *Cibicidoides* spp., *Planulina* spp., *Praeglobobulimina* sp., *Nodosaria* sp., *Gyroidinoides* sp.

Misa-16 Toba. *Globorotalia (Fohsella) peripheroronda*, *G. f. peripheroacuta*, *G. bisphericus*, *Praeorbulina sicana*, *P. glomerosa glomerosa*, *P. g. curva*. *Siphonina* cf. *pozonensis*, *Melonis affinis*, *Gyroidinoides* sp., *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Nodosaria* sp., *Pullenia* sp., *Praeglobobulimina* sp., *Brizalina* sp., *Bulimina striata*, *Lagena* sp., *Anomalinoides cicatricosus*.

Misa-17 Marga. *Globorotalia (Fohsella) peripheroronda*, *G. f. peripheroacuta*, *Gyroidinoides* sp., *Anomalinoides cicatricosus*, *Planulina* sp., *Nodosaria* sp., *Cibicidoides* sp., *Melonis pompilioides*.

Sección estratigráfica Michapan

Mich-1 Marga amarilla.

Mich-1a Arenisca gris.

Mich-2 Marga amarilla.

Mich-3 Marga. *Chilostomella* sp., *Nodosaria* sp., *Trochamminoides* sp.. Radiolarios ?

Mich-3A Conglomerado fino con abundante matriz.

Mich-4 Arenisca.

Mich-5 Marga.

Mich-6 Marga amarilla. *Chilostomella* sp., *Praeglobobulimina* cf. *ovata*, *Cribrostomoides* sp., *Haplophragmoides* ? sp., *Trochamminoides* sp.. Radiolarios.

Mich-6A Arenisca.

Mich-7 Toba de textura vitroclástica.

Mich-8 Marga. *Globorotalia (J.) mayeri*. *Trochamminoides* sp., *Cribrostomoides* sp., *Praeglobobulimina* sp. Radiolarios.

Mich-9 Marga verde olivo.

Mich-10 Marga verde olivo a crema. *Globigerinella obesa*, *G. (J.) mayeri*, *Globorotalia (Fohsella) peripheroronda*. *Chilostomella* sp., *Ch.* cf. *czizeki*, *Pleurostomella* sp., *Bulimina* sp., *Valvulineria* sp., *Nodosaria* sp., *Brizalina* sp., *Gyroidinoides* sp., *G. girardana*, *Cibicidoides* sp., *Trochamminoides* sp.. Radiolarios ?

Mich-11 Marga café. *Chilostomella* sp., *Ch.* cf. *ovoidea*, *Gyroidinoides girardana*.

Sección estratigráfica Sayula C-Ostreas

- Misa-121** Arena. Sin microfauna.
- Misa-122** Arena. Sin microfauna.
- Misa-123** Marga y arena cuarcífera. Sin microfauna.
- Misa-124** Marga amarilla y arena. Sin microfauna.
- Misa-125** Arena. Sin microfauna.
- Misa-66** Arena conglomerática. *Globigerinoides* sp., *Cibicidoides* sp., *C. pseudoungerianus*, *Lenticulina* sp..
- Misa-67** Arena conglomerática.
- Misa-68** Arenisca calcárea. *Globoquadrina* sp., *Globigerina venezuelana*, *Orbulina* sp., *Globigerinoides* sp., *Cibicidoides* sp., *C. pseudoungerianus*, *Planulina* sp., *Astacolus* sp., *Islandiella californica*, *Uvigerina* sp., *Angulogerina* sp..
- Misa-69** Arenisca calcárea. *Orbulina* sp.?, *Neogloboquadrina* sp., *Planulina* sp., *Cibicidoides* sp., *Lenticulina* sp., *Amphistegina lessonii*.
- Misa-70** Arenisca calcárea. *Neogloboquadrina* sp., *Globigerinoides* sp. cf. *ruber*. *Planulina* sp., *Cibicidoides* sp., *Amphistegina lessonii*, *Nodosaria* sp., *Discorbinella* sp., *Hanzawaia concentrica*.
- Misa-71** Arenisca calcárea. *Globorotalia* sp., *Globigerinoides* sp., *Planulina* sp., *Anomalinoides trinitatensis*, *Amphistegina lessonii*, *Cibicidoides* sp., *Lenticulina* sp., *Hanzawaia* sp..
- Misa-72** Arenisca calcárea. *Globigerinoides* cf. *ruber*. *Amphistegina lessonii*, *Nodosaria* sp., *Cibicidoides* sp.
- Misa-73** Arenisca calcárea. *Orbulina* sp., *Globoquadrina* sp. y *Globigerinoides* cf. *ruber*. *Elphidium* sp., *Planulina* sp., *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., *Uvigerina* sp., *Cibicidoides* sp.
- Misa-74** Arenisca calcárea. *Orbulina universa* ?. *Hastigerina* spp., *Elphidium* sp., *Nodosaria* sp., *Uvigerina* sp., *Cibicidoides* sp., *Eponides* sp., *Amphistegina lessonii*.
- Misa-75** Arenisca calcárea. *Orbulina universa*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *G. trilobus trilobus*. *Nodosaria* sp., *Planulina* sp., *Gyroidinoides* sp., *Cibicidoides* sp.
- Misa-76** Arenisca calcárea. *Orbulina universa*, *Hastigerina aequilateralis*, *H. siphoniphera*, *Globorotalia margaritae*, *Globigerinoides trilobus* s.l., *Lenticulina* sp., *Planulina* sp., *Cibicidoides* sp., *Eponides* sp., *Amphistegina lessonii*.
- Misa-77** Arena fina. *Sphaeroidinella dehiscens*, *Globorotalia crassaformis* s.l., *Neogloboquadrina dutertrei*, *Globigerinoides trilobus* s.l., *Globigerina venezuelana*. *Anomalinoides trinitatensis*, *Nodosaria* sp., *Eponides* sp., *Brizalina* sp., *Cibicidoides* sp.
- Misa-78** Arenisca calcárea. *Neoeponides* sp.
- Misa-79** Arenisca calcárea. *Globigerinoides obliquus extremus*.

- Misa-80** Arenisca blanquecina. Sin microfauna.
- Misa-81** Arenisca blanquecina gruesa. *Globigerinoides obliquus extremus*.
- Misa-82** Marga arenosa. *Globorotalia margaritae evoluta*, *G. crassaformis* s.l., *G. pseudomiocena*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *Pulleniatina* spp., *Globocassidulina subglobosa*, *Planulina ariminensis*, *Bolivina* spp., *Brizalina semistriata*, *Lenticulina americana*, *Reussella spinulosa*, *Siphonina pozonensis*, *Osangularia* sp., *Cibicidoides* sp., *Astacolus* cf. *cristi*, *Pyrgo* sp., *Sphaeroidina chilostomata*, *Cassidulina* sp., *Pleurostomella* sp.
- Misa-83** Marga arenosa. *Orbulina universa*, *Globigerinoides trilobus trilobus*, *G. obliquus extremus*, *Globorotalia pseudomiocena*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Hastigerina siphoniphera*, *Pulleniatina* spp., *Astacolus* sp., *A. cristi*, *Cibicidoides miocena*, *Globocassidulina subglobosa*, *Hanzawaia isidroensis*, *Planulina ariminensis*, *Rectuvigerina transversa*, *Lenticulina americana* var. *spinulosa*, *Clavulina* sp., *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Guttulina* cf. *communis*, *Textularia mexicana*, *Discorbinella* cf. *floridensis*, *Cibicorbis herricki*.
- Misa-84** Marga arenosa. *Globorotalia margaritae*, *G. pseudomiocena*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *Cassidulina laevigata*, *Textularia mexicana*, *Bolivina* sp., *Pyrgo depressa*, *Planulina ariminensis*, *Lenticulina americana*, *Globocassidulina subglobosa*, *Bulimina* sp., *Planulina exorna*, *Reussella* sp., *Rectuvigerina transversa*, *Brizalina subaenariensis*, *B. marginata*, *B. semistriata*.
- Misa-85** Marga arenosa. *Hastigerina siphoniphera*, *H. aequilateralis*, *Globorotalia pseudomiocena*, *G. margaritae*, *G. humerosa praeumerosa*, *G. acostaensis*, *Orbulina universa*, *Globigerinoides trilobus sacculifer*, *G. obliquus extremus*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Cibicidoides* sp., *Planulina ariminensis*, *Lenticulina americana*, *Astacolus vaughani*, *Pyrgo* sp., *Globocassidulina subglobosa*, *Uvigerina* sp., *Sphaeroidina* sp.
- Misa-86** Arena fina. *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *G. elongatus*, *Globorotalia* spp., *Neogloboquadrina* sp., *Cibicidoides* sp., *Globocassidulina globosa*, *Pullenia bulloides*, *Siphonina* cf. *pozonensis*, *Uvigerina* spp., *Hanzawaia isidroensis*, *Bulimina striata*, *Siphonodosaria* sp., *Planulina ariminensis*, *Brizalina subaenariensis*, *Astacolus cristi*, *A. vaughani*, *Rectuvigerina senni*, *Sigmoilopsis schlumbergeri*, *Gyroidinoides altiformis*, *Lenticulina americana*, *Reussella spinulosa*, *Siphonina pozonensis*, *Heterolepa tuxpamensis*, *Nodosaria* sp.
- Misa-87** Arenisca. *Orbulina universa*, *Globigerinoides trilobus trilobus*, *Gyroidinoides laevis*, *Globocassidulina globosa*, *Sigmoilopsis schlumbergeri*, *Oridorsalis westi*, *Astacolus* sp., *Planulina ariminensis*, *Siphonodosaria* sp., *Rectuvigerina transversa*, *Bolivina* cf. *thalmanni*, *Uvigerina* sp., *Cibicidoides* sp.
- Misa-88** Marga y caliza. *Sphaeroidinellopsis* sp., *Globorotalia margaritae*, *Sigmoilopsis schlumbergeri*, *Globocassidulina subglobosa*, *G. globosa*, *Textularia* sp., *Uvigerina* sp., *Oridorsalis westi*, *Marginulinopsis* sp., *Planulina ariminensis*, *Bulimina striata*, *Siphonodosaria* sp., *Brizalina* sp., *Pullenia* cf. *bulloides*, *Rectuvigerina* sp., *R. transversa*, *Cibicidoides* sp., *C. pseudoungerianus*, *Melonis affinis*, *Gyroidinoides altiformis*, *Alvarezina cyclostomata*, *Textularia mexicana*.
- Misa-89** Arena. *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *S. sphaeroides*, *Neoloboquadrina* spp., *Sigmoilopsis schlumbergeri*, *Sphaeroidina bulloides*, *Pullenia bulloides*, *Globocassidulina globosa*, *Cibicidoides pseudoungerianus*, *C. miocena*, *Bulimina striata*, *Oridorsalis westi*, *Heterolepa tuxpamensis*, *Uvigerina hispidocostata*, *Rectuvigerina transversa*, *Planulina ariminensis*, *P. wuellerstorfi*, *Astacolus* sp. (fragmento), *Discorbinella* sp., *Gyroidinoides* sp., *Lenticulina* sp.