

**FEBRERO
SUPLEMENTO**

2023



MAYYA

REVISTA DE GEOCIENCIAS





MAYA

REVISTA DE GEOCIENCIAS

Revista Maya: Revista Maya de Geociencias que (RMG) nace del entusiasmo de profesionistas con la inquietud de difundir conocimientos relacionados con la academia, investigación, la exploración petrolera y Ciencias de la Tierra en general.

El objetivo principal de la revista es proporcionar un espacio a todos aquellos jóvenes profesionistas que deseen dar a conocer sus publicaciones. Los fundadores de la revista son *Luis Angel Valencia Flores, Bernardo García Amador y Claudio Bartolini*.

Otro de los objetivos de la Revista Maya de Geociencias es incentivar a profesionales, académicos, e investigadores, a participar activamente en beneficio de nuestra comunidad joven de geociencias.

La Revista tendrá una publicación mensual, por medio de un archivo PDF, el cuál será distribuido por correo electrónico y compartido en las redes sociales. Esta revista digital no tiene fines de lucro. La RMG es internacional y bilingüe. Si deseas participar o contribuir con algún manuscrito, por favor comunícate con cualquiera de los editores.

Las notas geológicas tienen como objetivo el presentar síntesis de trabajos realizados en México y en diferentes partes del mundo por jóvenes profesionales y prestigiosos geocientíficos. Son notas esencialmente de divulgación, con resultados y conocimientos nuevos, en beneficio de nuestra comunidad de geociencias. Estas notas no están sujetas a arbitraje.

**Es importante aclarar, que las opiniones científicas, comerciales, culturales, sociales etc., no son responsabilidad, ni son compartidas o rechazadas, por los editores de la revista.*

Portada de la revista: Foto desde el Burr Trail Road (Capitol Reef National Park), Utah, USA. En primer plano gruesas areniscas de la Formación Entrada (Jurásico Superior). En el valle intermedio, principalmente lutitas y areniscas fluviales de la Formación Morrison (Jurásico Superior), y al fondo las lutitas marinas de la Formación Mancos Shales (Cretácico). Fotografía de **Jhonny E. Casas**.

Revista Maya: The Revista Maya de Geociencias (RMG) springs from the enthusiasm of professionals with a desire to distribute knowledge related to academic research, exploration for resources and geoscience in general.

The main objective of the RMG is to provide a place for young professionals who wish to distribute their publications. The founders of the Revista are Luis Ángel Valencia Flores, Bernardo García and Claudio Bartolini.

A further objective of the RMG is to encourage professionals, academicians and researchers to actively participate for the benefit of our community of young geoscientists.

The RMG is published monthly as a PDF file distributed by email and shared through social media. This digital magazine has no commercial aim. It is international and bilingual (Spanish and English). If one wishes to participate or contribute a manuscript, please contact any of the editors.

The geological notes aim to synthesize work carried out in Mexico and other parts of the world both by young professionals and prestigious geoscientists. These notes are produced principally to reveal new understandings for the benefit of our geoscientific community and are not subjected to peer review.

Revista de divulgación
Geocientífica

EDITORES



Luis Angel Valencia Flores (M.C.). Ingeniero Geólogo y Maestro en Ciencias en Geología, egresado de la Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura-Unidad Ticomán. Ha trabajado en el IMP, Pemex Activo Integral Litoral de Tabasco, Schlumberger, Paradigm Geophysical, Comisión Nacional de Hidrocarburos, Aspect Energy Holdings LLC, actualmente es académico del IPN (posgrado y licenciatura) y la UNAM (licenciatura) impartiendo las materias de Evaluación de formaciones, Caracterización de yacimientos, Geología de yacimientos, Geoquímica, entre otras del ramo petrolero. Cuenta con experiencia de 20 años trabajando en diversos proyectos de planeación y

perforación de campos, pozos costa afuera, petrofísica, geomodelado y caracterización de yacimientos entre ellos: Cantarell, Sihil, Xanab, Yaxche, Sinan, Bolontiku, May, Onixma, Faja de oro, campos de Brasil, Bolivia y Cuba. Como Director General Adjunto en la CNH fue parte del equipo editor técnico en la generación de los Atlas de las Cuencas de México, participó como ponente del Gobierno de México en eventos petroleros de Canadá, Inglaterra y Estados Unidos. Es Technical Advisor del Capítulo estudiantil de la AAPG-IPN.

luis.valencia.11@outlook.com



Bernardo García-Amador es candidato a doctor en Ciencias de la Tierra por la UNAM. Su pasión es entender las causas y consecuencias de la tectónica. Actualmente se encuentra en proceso de graduarse del doctorado, con un trabajo que versa en la evolución tectónica de Nicaragua (Centroamérica). Además imparte el

curso de tectónica en la Facultad de Ingeniería de la UNAM. Recientemente Bernardo ha publicado parte de su trabajo de doctorado en las revistas *Tectonics* y *Tectonophysics*, además de ser coautor de otros artículos científicos de distintos proyectos.

bernardo.garcia@ingenieria.unam.edu



Josh Rosenfeld (Ph.D.). He obtained an M.A. from the University of Miami in 1978, and a Ph.D. from Binghamton University in 1981. Josh joined Amoco Production Company as a petroleum geologist working from 1980 to 1999 in Houston, Mexico and Colombia. Upon retiring from Amoco, Josh was employed by Veritas DGC until

2002 on exploration projects in Mexico. He has been a member of HGS since 1980 and AAPG since 1981, and currently does geology from his home in Granbury, Texas.

jhrosenfeld@gmail.com



Claudio Bartolini (Ph.D.) is presently a senior exploration advisor at Petroleum Exploration Consultants Americas. He has more than 25 years of experience in both domestic and international mining and petroleum exploration, mainly in the United States and Latin America. Claudio is an associate editor for the AAPG Bulletin and he has edited several books on the petroleum geology of the Americas. He is a

Correspondent member of the Academy of Engineering of Mexico.

Claudio was made an Honorary Member of the AAPG in 2022 in recognition of his service to the Association, and his devotion to the science and profession of petroleum geology.

bartolini.claudio@gmail.com

COLABORADORES



Salvador Ortuño Arzate received his M. Sc. from the National Autonomous University of Mexico (UNAM) and his Ph.D. from the Université de Pau and Pays de l'Adour (UPPA) in France. He has been a researcher at the Instituto Mexicano del Petróleo and the Institut Français du Pétrole, focusing his work on the Exploration Petroleum field. Salvador has published several papers and a book, "El Mundo del Petróleo" (Petroleum's world),

examining and shedding light on the history of petroleum and the implications for the society. Also, he has worked as an advisor for several universities and national corporations. Lastly, he has served as faculty and has taught different courses at the Secretariat of National Defense and at the Engineering School of U.N.A.M.

soaortuno@gmail.com



El ingeniero cubano **Humberto Álvarez Sánchez** culmina 54 años como geólogo. Realizó estudios en la Cordillera de Guaniguanico y en su premontaña y en los macizos metamórficos, volcánicos y ofiolíticos de Cuba central. Autor de 18 formaciones y litodemas de la estratigrafía cubana. Descubridor del único depósito industrial de fosforitas marinas de Cuba. Miembro de la subcomisión Jurásico del primer Léxico Estratigráfico de Cuba. Como Country Manager y Senior Geologist de compañías canadienses, panameñas y de Estados Unidos, dirigió exploraciones en complejos del Paleozoico-Mesozoico en tres Estados de

Brasil, en los greenstone belts de Uruguay; Andes de Perú y complejos volcánicos de Honduras y Panamá y otros países. Miembro de la Comisión Ministerial "Ad Honorem" del Plan Maestro de Minería de Panamá, fue Consultor Senior del Banco Interamericano de Desarrollo para el proyecto geocientífico del país. Formely Miembro del Consejo Científico de Geology Without Limits. Formerly Representante para América Central del Servicio Geológico de la Gran Bretaña. Retirado en Panamá, se ocupa de redactar estudios sobre la geología de Cuba.

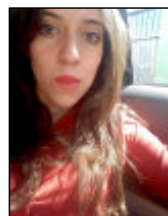
geodoxo@gmail.com



Ramón López Jiménez es un geólogo con 14 años de experiencia en investigación y en varios sectores de la industria y servicios públicos. Es un especialista en obtención de datos en campo, su análisis y su conversión a diversos productos finales. Ha trabajado en EEUU, Mexico, Colombia, Reino Unido, Turquía y España. Su especialidad es la sedimentología marina de aguas profundas. Actualmente realiza investigación en

afloramientos antiguos de aguas someras y profundas de México, Turquía y Marruecos en colaboración con entidades públicas y privadas de esos países. Es instructor de cursos de campo y oficina en arquitectura de yacimientos de aguas profundas y tectónica salina por debajo de la resolución sísmica.

r.lopez.jimenez00@aberdeen.ac.uk



Laura Itzel González León, es estudiante de la carrera de ingeniería en Geología ambiental, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo (Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería).

Sus principales áreas de interés son la geotecnia, geotermia, sistemas de información geográfica, gestión de cuencas hidrográficas y riesgos geológicos.

Actualmente ejerce como prestadora de servicio social en el Geoparque Mundial de la UNESCO Comarca Minera haciendo divulgación referente a geopatrimonio.

itzelleon2909@gmail.com



Marisol Polet Pinzón Sotelo es Ingeniera Geóloga egresada de la Universidad Autónoma de Guerrero y Maestra en Ciencias Geológicas de la Universidad Autónoma de Nuevo León; ha colaborado en proyectos de investigación en el noroeste de México, siendo autora y coautora de publicaciones científicas; cuenta con 8 años

de experiencia en exploración de hidrocarburos en PEMEX Exploración y Producción. Se ha desarrollado en el modelado de sistemas petroleros en Proyectos de aguas profundas y someras en el norte del Golfo de México.

poletpinzon@gmail.com



José Antonio Rodríguez Arteaga es un ingeniero geólogo con 31 años de experiencia en investigación de geología de terremotos y riesgo geológico, asociado o no a la sismicidad. Es especialista en sismología histórica e historia de los sismos en Venezuela, recibiendo entrenamiento profesional en Geomática Aplicada a la Zonificación de Riesgos, Bogotá, Colombia. En sus inicios profesionales y por 5 años consecutivos, fue geólogo de campo, trabajando en prospección de yacimientos minerales no- metálicos en la región centro

occidental de Venezuela. Tiene en su haber como autor, coautor o coordinador, tres libros dedicados a la catalogación sismológica del siglo XX, al pensamiento sismológico venezolano y un Atlas geológico de la región central del país, preparado de manera conjunta con la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Universidad Central de Venezuela. Actualmente prepara un cuarto texto sobre los estudios de un inquieto naturalista alemán del siglo XIX y sus informes para los terremotos destructores en Venezuela de los años 1812, 1894 y 1900.

rodriguez.arteaga@gmail.com



Rafael Guardado es graduado en la Universidad de Oriente en 1970 como Ingeniero Geólogo. Cursó estudios de especialización en la Universidad Minera de St Petersburgo en Rusia, antigua U.R.S.S., 1972-1974. Defendió el doctorado en Geología en 1983. Es Académico Titular de la Academia de Ciencias de Cuba, Profesor Titular, Profesor Consultante y Profesor Emerito de la Universidad De Moa. Orden

Carlos J. Finlay. Ha publicado más de 70 artículos, y es Tutor de tesis de Doctorado y maestrías. Ha recibido múltiples premios y distinciones, y es un profesor reconocido en Cuba y el exprenjero en la Ingeniería Geológica, la Reducción de los Riesgos Geológicos y el enfrentamiento al Cambio Climático.

rafaelguardado2008@gmail.com



Jon Blickwede egresó de la Universidad de Tufts en Boston, Massachusetts, EEUU con un Bachillerato en Ciencias de la Tierra en 1977. Entró a la Universidad de New Orleans, Louisiana en 1979, donde hizo su tesis de Maestría en Geología sobre la Formación Nazas en la Sierra de San Julián, Zacatecas, México. Jon comenzó su carrera en 1981, trabajando por 35 años como geólogo de exploración petrolera para varias compañías tal como Amoco, Unocal, y Statoil. Realizó

proyectos de geología sobre EEUU, México, Centroamerica y el Caribe para estas empresas. Durante 2018, Jon fundó la empresa Teyra GeoConsulting LLC (www.teyrageo.com), donde está realizando un proyecto de crear afloramientos digitales y excursiones geológicas virtuales en EEUU y México, utilizando imágenes tomados con su drone, integrados con otros datos geoespaciales.

jonblickwede@gmail.com



Natalia Silva (MSc): Geóloga de la Universidad Industrial de Santander, Postgrado en Petroleum Geoscience de la Heriot-Watt University y Máster en Energías Renovables y Sostenibilidad Energética de la Universitat de Barcelona. Su carrera empieza en la minería de esmeraldas en el Cinturón Esmeraldífero Oriental de Colombia y en proyectos mineros de Níquel colombianos. Tiene más de 10 años de experiencia en el sector de hidrocarburos en desarrollo de

yacimientos y geomodelado en cuencas petrolíferas de los Estados Unidos, Colombia, Ecuador y Brasil. Más recientemente, su carrera está enfocada en el aprovechamiento de energías renovables, principalmente de energía solar, ha elaborado proyectos de generación eléctrica a partir de instalaciones fotovoltaicas en Europa y los Estados Unidos.

naticasilvacruz@gmail.com



Jesús Roberto Vidal Solano es doctor en Geociencias por la Universidad *Paul Cézanne* en Francia y realizó un postdoc en el Laboratorio Sismológico del *Caltech* en EEUU. Fue egresado de los programas de Geólogo y de la Maestría en Ciencias-Geología de la Universidad de Sonora en donde actualmente es profesor investigador desde hace 16 años. Es divulgador geocientífico y fundador del proyecto La Rocateca www.rocateca.uson.mx y actualmente es secretario del Instituto Nacional de Geoquímica AC. Su investigación

científica de tipo básico se centra en la obtención de conocimiento sobre los procesos magmáticos y geodinámicos de la litosfera, en particular de los vestigios petrológicos y tectónicos de los últimos 30Ma en el límite transformante de las placas Pacífico-Norte Americana. Sus investigaciones científicas de tipo aplicado se enfocan en el estudio de geomateriales para la solución de problemas geoarqueológicos, paleoclimáticos y de yacimientos minerales no-metálicos en el NW de México.

roberto.vidal@unison.mx



Saúl Humberto Ricardez Medina es pasante de Ingeniería Geológica, miembro activo del capítulo estudiantil de la AAPG del Instituto Politécnico Nacional, participó en el X Congreso Nacional de Estudiantes de Ciencias de la Tierra como Expositor del trabajo "Análisis de Backstripping de la Cuenca Salina

del Istmo". Actualmente, se encuentra trabajando en su tesis de licenciatura relacionada a identificar y reconocer secuencias sedimentarias potencialmente almacenadoras de hidrocarburos en las cuencas del sureste.

ricardezmedinasaulhumberto@gmail.com



Miguel Vazquez Diego Gabriel, es estudiante de la carrera de Ingeniería Geológica en la Universidad Nacional Autónoma de México (Facultad de Ingeniería), sus principales áreas de interés a lo largo de la carrera han sido la tectónica, geoquímica y mineralogía. Es un

entusiasta de la divulgación científica, sobre todo en el área de las Ciencias de la Tierra.

diegogabriel807@gmail.com



Uriel Franco Jaramillo, es estudiante de noveno semestre en la carrera de Ingeniería Petrolera en la Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, sus principales áreas de interés son la simulación matemática de yacimientos y la conducción, el manejo y el transporte de

hidrocarburos. Actualmente está prestando su servicio social como colaborador en la Revista Maya de Geociencias.

urielfranco.unam@gmail.com



Tertiary mylonites, Catalinas metamorphic core complex, Tucson, Arizona. Photo by Claudio Bartolini.

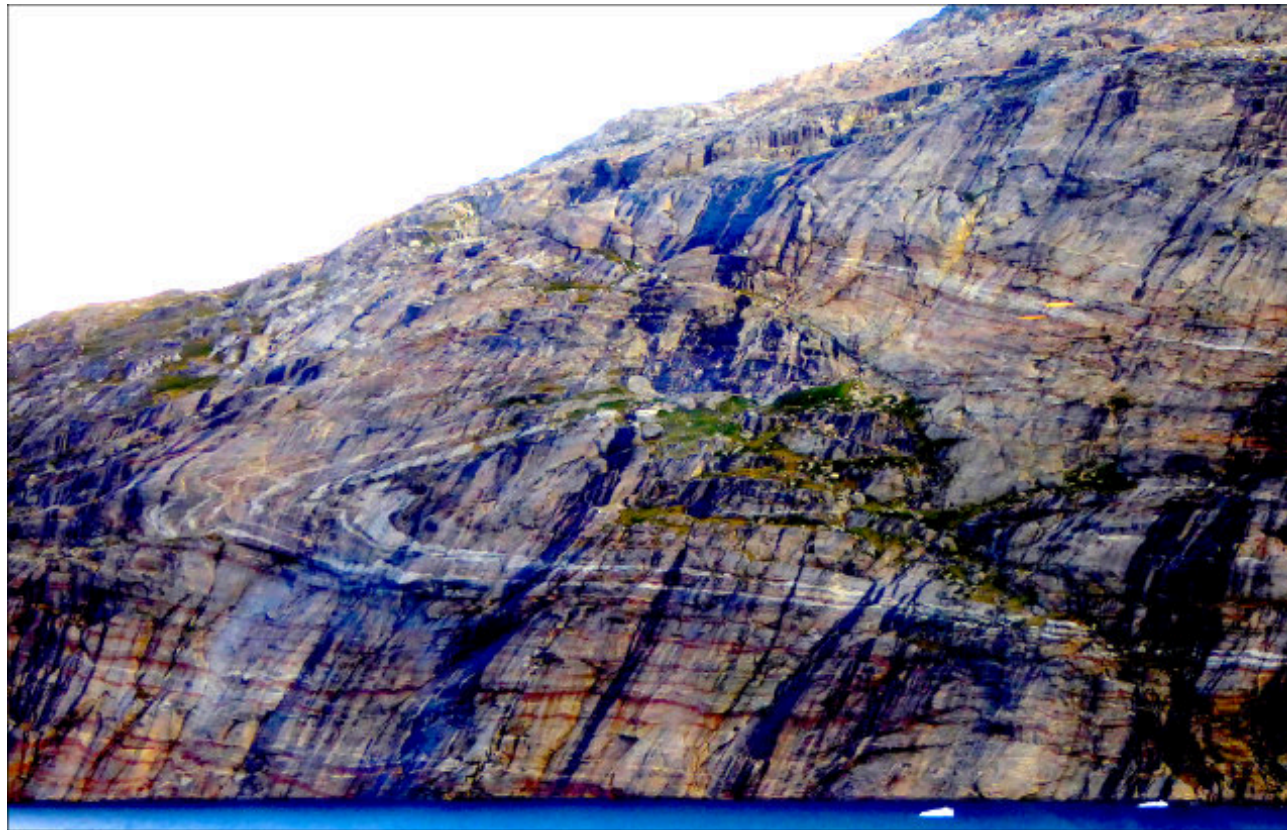
Estimados Colegas

Ahora que hemos llamado su atención, aprovechamos la oportunidad para invitarlos cordialmente a participar en nuestra Revista Maya de Geociencias, con diversos Temas de Interés y Manuscritos Cortos relacionados a cualquier tema de las Ciencias de la Tierra y similares. Todos los trabajos son bienvenidos, puesto que la función primordial de la revista es la difusión de las geociencias.

Si los manuscritos son relativamente largos, también pueden ser publicados, pero en nuestras Ediciones Especiales de la revista, las cuales no tienen las limitaciones de tamaño, como los números mensuales de la revista.

Nuestro agradecimiento a **Manuel Arribas**, un gran fotógrafo y excelente diseñador gráfico Español, por la creación del nuevo logotipo de la Revista Maya de Geociencias y sus indicaciones para la compaginación de la misma. <https://manuelarribas.es/>

Lazos de colaboración y amistad con la AAPG



Prince Christian Fjord in Greenland. It shows a recumbent fold in the metamorphic rocks with some puzzling faulting. Photo by Joshua Rosenfeld.

Esteemed colleagues

Now that we have your attention, we take this opportunity to cordially invite your participation in the Revista Maya de Geociencias in the form of short manuscripts touching upon diverse relevant themes of interest. All work is welcome, as the primary function of the magazine is to broadcast geoscientific ideas.

If the manuscripts are relatively long, they will be published in our magazine's Special Editions since the Special Editions do not have size limitations, as do our monthly issues (below).

Basic Instructions for Authors

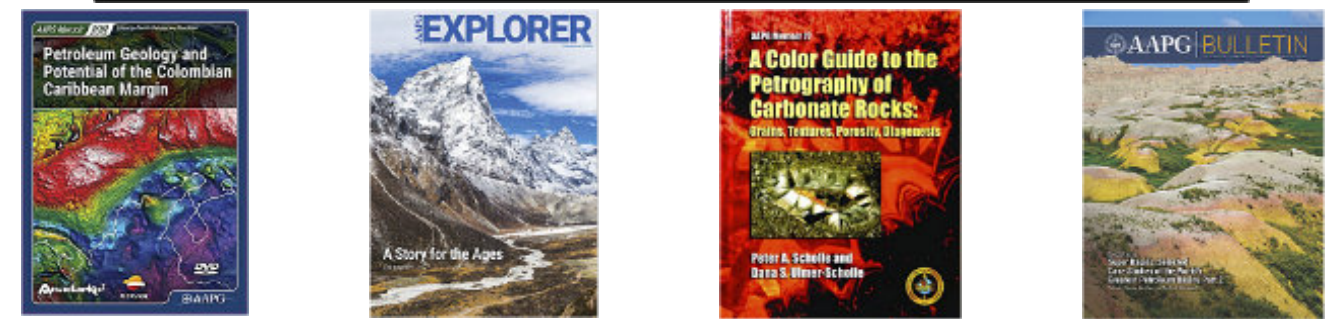
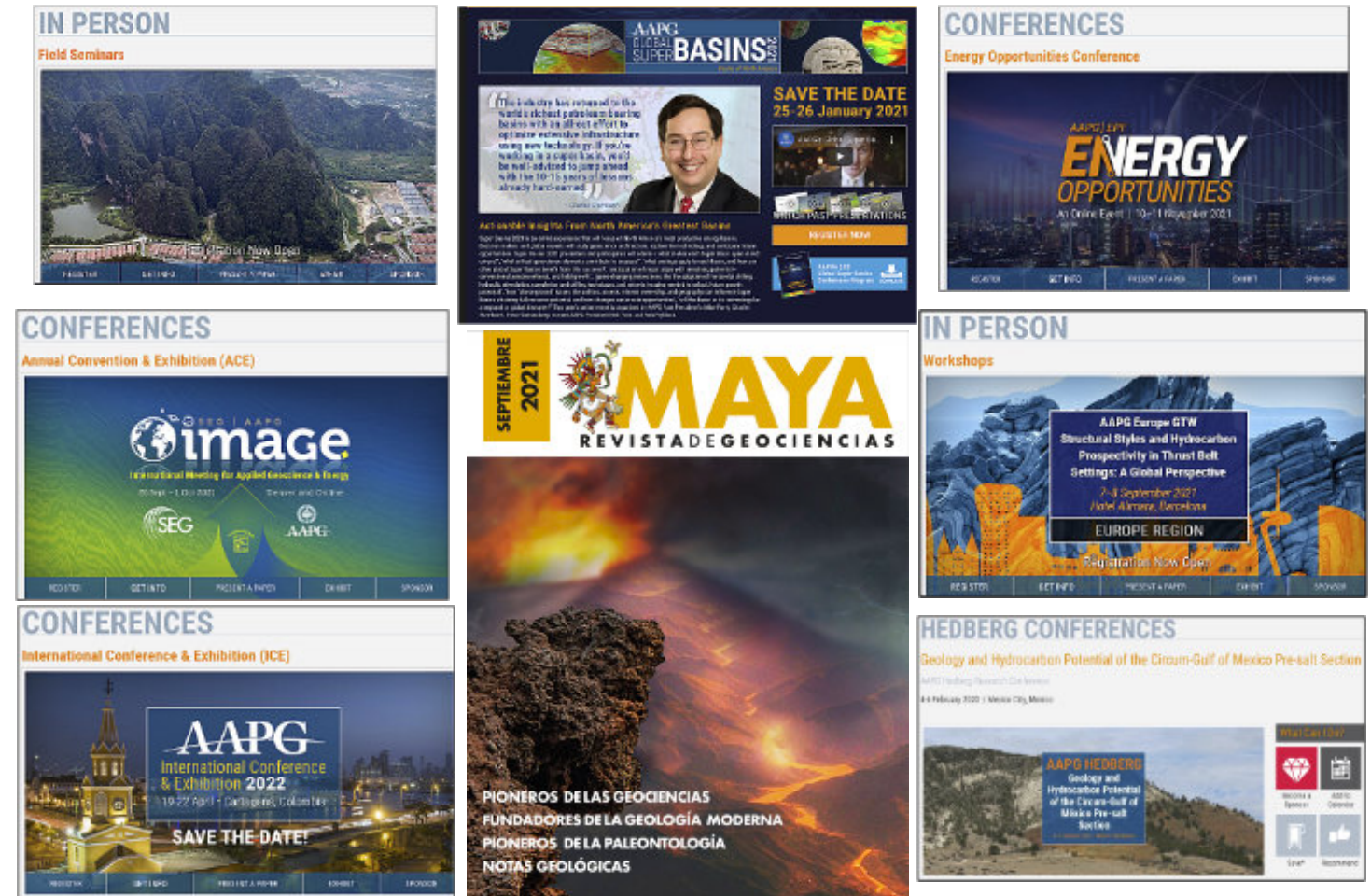
Authors submitting material to be published in the Revista Maya de Geociencias are asked to adhere to the following editorial guidelines when sending manuscripts to the editing team and/or its collaborators:

(biographical sketches): a maximum of 3 pages

Notes on pioneers in the geosciences: a maximum of 4 pages

Themes "of interest to the community": a maximum of 4 pages

Geological notes: a maximum of 10 pages



<https://drive.google.com/file/d/1HGKzdg5uRQ1XC4BWxlpcvX72eaiGB6wJ/view>



II CONGRESO VENEZOLANO DE GEOCIENCIAS

¡PARTICIPA!

20 AL 24 DE MARZO DE 2023

ESCUELA DE GEOLOGÍA, MINAS Y GEOFÍSICA.
FACULTAD DE INGENIERÍA.
UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA.

congresovenezolanogeociencias
 congresovenezolanogeociencias2023
 CVGeociencias23
 iicvgeociencias

Tercera Circular
II CONGRESO VENEZOLANO DE GEOCIENCIAS

TRABAJOS TÉCNICOS CONVOCATORIA DE RESUMEN

- Archivo word con un ejemplo de resumen: <https://ln9.cjvdmb>
- Estructura de resumen: <https://ln9.cjvdmb>
- Formulario de resúmenes arbitrados: <https://lpyy.de/ohp>

El nombre del archivo de resumen que se cargue al formulario deberá tener la siguiente estructura:

- Iniciales del área temática en mayúscula, apellido del conferencista.

Ejemplo:

- ASA_Salazar
- PYG_Salazar
- MIN_Salazar
- SYR_Salazar
- GAP_Salazar

Asociación asignada para las áreas temáticas:

- ASA: AMBIENTE, SUELOS Y AGUAS
- PYG: PETRÓLEO Y GAS
- MIN: MINERÍA
- SYR: SISMIOLOGÍA, INGENIERÍA SÍSMICA Y RIESGOS SOCIONATURALES
- GAP: GEOCIENCIAS APLICADAS

ORGANIZACIONES PROMOTORAS

PATROCINANTES

CONTACTOS

- Twitter: @CVGeociencias23
- Instagram: @congresovenezolanogeociencias
- Facebook: www.facebook.com/congresovenezolanogeociencias2023
- Correo: IICVGeociencias2023@gmail.com
- LinkedIn: www.linkedin.com/in/iicvgeociencias

INFORMACIÓN DE INTERÉS

Los invitamos a estar atentos a próximas circulares donde facilitaremos más detalles sobre una salida de campo post-congreso.

Ciudad Universitaria, Caracas 20 al 24 de marzo de 2023

Congreso Cubano de Geología

<https://scgmoa.ismm.edu.cu/wp-content/uploads/2022/05/Ira-Circular-Geociencias-2023-para-miembros-de-la-SCG-1.pdf>

GEOCIENCIAS ' 2023

10 al 14 de abril, La Habana, Cuba

<https://www.sociedadgeologicamexicana.org.mx/cgn2023?lang=en>

PRIMERA CIRCULAR



CONVENCIÓN GEOLÓGICA NACIONAL 2023

GEOCIENCIAS, CAMBIO CLIMÁTICO, DESASTRES Y RESILIENCIA

📍 Palacio de Minería, Centro Histórico, CDMX

Del 23 al 27 Abril 2023

Fecha límite para proponer Sesiones especiales, Excursiones, Cursos cortos, Mesas redondas y Conversatorios: 30 de noviembre 2022

Envíos al correo: sociedadgeologicamexicana.info@gmail.com

Las propuestas serán sometidas al Comité Científico para su evaluación

TEMAS:

<ul style="list-style-type: none"> Arqueometría Cambio Climático Edafología Educación Estratigrafía Estratigrafía Volcánica Geofísica Geología Ambiental Geología de México Geología del Petróleo 	<ul style="list-style-type: none"> Geología Estructural Geomorfología Geoquímica Geotecnia Geotermia Hidrogeología Karst y Pseudokarst Mineralogía Paleoclimatología Paleontología 	<ul style="list-style-type: none"> Peligros Geológicos Petrología Ígnea Petrología Metamórfica Petrología Sedimentaria Sedimentología Tectónica Vulcanología Yacimientos Minerales
---	--	--













PRÓXIMAMENTE MÁS INFORMACIÓN

WWW.SOCIEDADGEOLOGICAMEXICANA.ORG.MX/CGN2023

SÍGUENOS EN: /SOCIEDADGEOLOGICAMEXICANAAC

Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica

Congreso Nacional

<https://smis.org.mx/#torrentp>



60 años
Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica



VII SIMPOSIO NACIONAL
DE INGENIERÍA SÍSMICA

LA INGENIERÍA SÍSMICA Y LA PRÁCTICA PROFESIONAL ANTE LOS CAMBIOS NORMATIVOS

📍 Puebla, Pue. 📍

COSTOS:	CURSO	SIMPOSIO	CURSO + SIMPOSIO
Estudiantes	\$2,100	\$2,200	\$3,400
Socios SMIS*	\$3,700	\$3,900	\$6,700
No Socios	\$4,300	\$5,900	\$8,300
Stand	\$27,400		

*La cuota de socio SMIS es de \$1,250 durante febrero de 2023

JUEVES 9 - MAR - 2023

9:00 - 18:00	Curso prealimposio: Evaluación y rehabilitación sísmica de estructuras.
9:00 - 18:00	Curso prealimposio: Diseño de estructuras con alambiento y dilatación.
19:00 - 20:00	Brindis de bienvenida

VIERNES 10 - MAR - 2023

8:00 - 18:00	Registro de participantes del simposio
9:00 - 9:15	Ceremonia de inauguración
9:15 - 10:15	Las NTC-sismo 2023 de la CDMX, una perspectiva desde la práctica profesional Coordinador: Javier Álvarez • Juan Manuel Fuentes • Fernando Velázquez
10:15 - 11:15	Prácticas de diseño sísmico en el norte mexicano Javier Martínez
11:15 - 11:30	Receso / Break
11:30 - 12:30	Prácticas de diseño sísmico en el occidente mexicano Pascual Añón
12:30 - 13:30	Las NTC-sismo 2023 de la CDMX, una perspectiva desde la academia Armando Torán • Danny Arroyo • María Gracia
13:30 - 14:00	Foto grupal
14:00 - 15:30	Coctail
15:30 - 16:15	El proceso de renovación de las NTC en la CDMX Pascual Añón • Raúl Jaek
16:15 - 17:15	Aspectos de interés sobre el Código Mexicano para el Diseño Sísmico de Edificaciones Coordinador: Edgar Tapia Ponentes: Juan Manuel Rosales • Manuel Jara • Juan Manuel Fuentes • Héctor Guzmán
17:00 - 18:00	Nuevas disposiciones para el diseño sísmico de estructuras de concreto reforzado en Chile Marcelo Núñez / Pontificia Universidad Católica de Chile
18:00 - 19:00	Asamblea de miembros
19:00 - 21:00	Evento Cultural

SÁBADO 11 - MAR - 2023

8:30 - 18:00	Registro de participantes del simposio
9:00 - 10:00	ACI CODE-318: Building Code Requirements for Structural Concrete. Current and Future perspective Andrew W. Taylor / Proceso de la ACI 318
10:00 - 11:00	Prácticas de diseño sísmico en el sur de México Jorge Aguilar
11:00 - 11:15	Receso / Break
11:15 - 12:15	Reflexión de la normatividad sísmica desde la práctica profesional Coordinador: Raúl Jara Ponentes: Manuel García • Sebastián Correas • Gerardo Correas • Carlos Tapia García
12:15 - 13:15	Irrregularidades estructurales Coordinador: Armando Torán Ponentes: Humberto Carrasco • Marcos Masera • Carlos Pineda • Esteban Astudillo
13:15 - 14:15	Alambiento y dilatación. Una mirada a la normatividad actual

Estimados colegas,

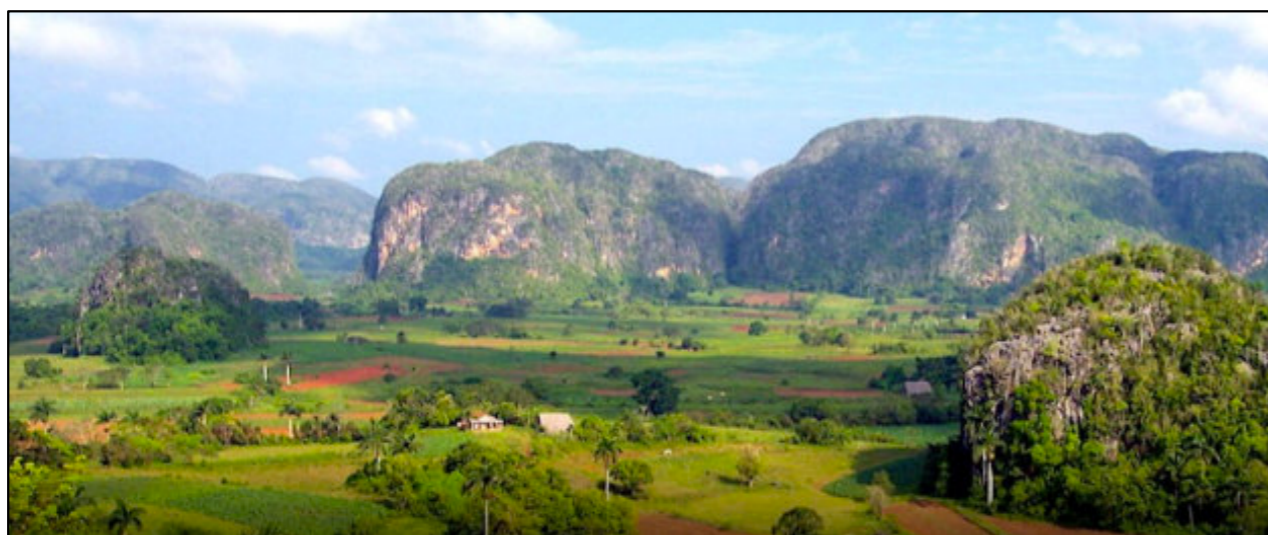
Es un gran placer informarles que ya tenemos una página web para nuestra Revista Maya de Geociencias, donde podrán encontrar (en formato PDF), todas las revistas que hemos publicado hasta ahora, mismas que pueden descargar de la página. También estaremos incluyendo información adicional que sea de utilidad para nuestras comunidades de geociencias.

<http://www.revistamaya.com/>



Visítanos en Mexico Petroleum Geoscience

<https://www.facebook.com/groups/430159417618680>



CONTENIDO FEBRERO SUPLEMENTO 2023

EDICIÓN ESPECIAL IX



Planktonic foraminiferal zonation and stratigraphy of Cretaceous and Lower Paleogene strata of the Western Gulf Coastal Plain and the Caribbean

Emile A. Pessagno, Jr., Jose F. Longoria, Charles C. Smith, Arafat A. AlShuaibi, and Jamie Graham.

Respuesta impulsional de tritio y Radón 222 por el efecto de las lluvias intensas en un karst litoral. 1. Análisis cualitativo

L.F. Molerio León y Carlos M. González Ramírez

Redefinición de los Esquitos Cristalinos El Algarrobo. Litodema asociado al grupo de formaciones metaterrígenas y a la Formación Cobrito del Macizo Metamórfico Escambray de Cuba Central.

Humberto Álvarez-Sánchez

Planktonic foraminiferal zonation and stratigraphy of Cretaceous and Lower Paleogene strata of the Western Gulf Coastal Plain and the Caribbean

Pessagno and others, 17778 Country Club Drive, Kemp, Texas 75143-4323

Emile A. Pessagno, Jr., Professor Emeritus, Department of Geosciences, The University of Texas at Dallas. Email: pessagno@utdallas.edu; **Jose F. Longoria**, Professor, Department of Earth and Environmental Sciences, Florida International University. Email: longoria@fiu.edu; **Charles C. Smith**, Retired, Geological Survey of Alabama. Email: ccsmith2@charter.net; **Arafat A. Alshuaibi**, Associate Professor, Earth Science and Climate Change, Kuwait University, Kuwait. Email: alshuaibi.a@ku.edu.kw; **Laird B. Thompson**, Adjunct Professor of Geology, Utah State University. Managing Partner UF3- Utah faults, fractures, and fluids. Email: lbtfracs@gmail.com; **Jamie Graham**, Professor of Geology, Head, Department of Math and Physical Science, Rogers State University, Claremore, OK 74017. Email: JGRAHAM@rsu.edu; and **Jeanne W. Holloway**, 710 Rollingwood Drive, Richardson, Texas 75081.

ABSTRACT

A new planktonic foraminiferal zonation is introduced for the Upper Cretaceous strata of east-central Mexico, Texas, southwestern Arkansas, and the Caribbean. The foundation of this zonation is a new biozone which is referred to herein as a "Composite Zone".

Evolutionary events known as "primary marker events" are used as the principal means of defining composite zonal boundaries. Primary marker events are biohorizons that reflect an evolutionary event among Upper Cretaceous planktonic foraminifera. Primary marker events, such as the first occurrence of double-keeled planktonic foraminifera, are easily recognizable and are not immersed in the morass of taxonomic problems that surround many genera and species of Upper Cretaceous planktonic

foraminifera. "Primary marker taxa" supplement primary marker events in marking composite zonal boundaries.

The uppermost part of the Lower Cretaceous (uppermost Albian/Vraconian), the Upper Cretaceous and lower-most Paleogene strata of the western Gulf Coast and Caribbean are divided into eight composite superzones, nineteen composite zones, and thirteen composite subzones.

Our studies indicate that the first occurrences and last occurrences of planktonic foraminiferal taxa in Cenomanian of the Western Interior are incorrect when compared to those in the abysso-pelagic San Felipe Formation at Boca Canyon in the Sierra de La Silla, Nuevo Leon, Mexico and the Eagleford Group at Dallas and San Antonio.

Finally, the data generated from studies of the type Mendez Shale along the eastern margin of the Tamaulipas Arch indicate that the type Mendez Shale in east-central Mexico consists of red calcareous mudstone containing a rich planktonic foraminiferal assemblage at Cretaceous-Tertiary boundary sites along the Manuel-Aldama Road and at the type locality of the Mendez Shale at Mendez Station. At these localities no event beds are present and red mudstone continues across the Cretaceous-Tertiary boundary with no disconformity present. The Manuel-Aldama Road localities are approximately 20mi(32km) from Arroyo Mimbral. This field evidence clearly indicates that the Alvarez Bolide Hypothesis is invalid.

Introduction

Planktonic foraminifera like the Radiolaria, calcareous nannoplankton, dinoflagellates, and other planktonic microfossil groups offer a precise tool for establishing detailed zonal schemes for the Mesozoic and Cenozoic. They are distinctive in appearance, abundant, cosmopolitan, and display an explosive evolution during the Cretaceous and Tertiary. It is worth noting that the first definitive geologic data to support the seafloor spreading hypothesis and elevate it to a theory was supplied by planktonic microfossils (largely planktonic foraminifera and calcareous nannofossils) encountered during Legs 1, 2, and 3 of the Deep-Sea Drilling Project (See O'Connell, 2019: 1-4).

The history of the system of zonation proposed herein began with the work of by Pessagno (1967, 1969). Pessagno utilized the assemblage zone, interval zone, and concurrent range zone concepts of modern stratigraphic nomenclature. Zonal boundaries were defined by marker taxa and the assemblage embraced by the marker taxa. For example, the "Globotruncana fornicata-stuartiformis Assemblage Zone" of Pessagno (1969) was delimited by the first appearance of *Globotruncana stuartiformis* and the final appearance of *Globotruncana fornicata*. Moreover, this zonal unit included the planktonic foraminiferal assemblage bounded by these two biohorizons.

The zonal concept proposed by Pessagno et al. (1984, 2010) for Jurassic Radiolaria and used in part herein for Upper Cretaceous planktonic foraminifera is an outgrowth of the earlier biostratigraphic concepts proposed by Pessagno (1969). The "composite zone" introduced below embodies the concepts introduced by Pessagno (1969) as well as those proposed by Pessagno et. a.l. (1984, 2010). It can be utilized for all groups of fossils.

In recent years, the Cretaceous Subcommittee finally began using planktonic microfossils for defining

chronostratigraphic boundaries. Although the Cretaceous Subcommittee is making progress in establishing boundary stratotypes for Upper Cretaceous stages, megafossils are usually favored to mark stratotype boundaries and planktonic microfossils are mostly ignored.

Chronostratigraphic calibration of composite zonal units herein is undertaken by utilizing biostratigraphic and chronostratigraphic data from ammonites, inoceramids, and other groups belonging to the pelagic realm as well as geochronometric data correlated where possible to composite zonal units (Cobban et al., 2006, 2008; Gradstein et al., 2012). The planktonic foraminiferal zonation introduced in this report represents the most detailed and most accurate system of zonation ever proposed for the Upper Cretaceous of East-central Mexico, Texas, southwestern Arkansas, and the Caribbean or elsewhere.

The present study includes data from Pessagno's previous investigation of Upper Cretaceous strata occurring along the Western Gulf Coastal plain of east-central Mexico, Texas, and southwest Arkansas (1967, 1969. See Figure 1) as well as new data from the Upper Cretaceous of South



Figure 1: Index map for the Upper Cretaceous strata of the western Gulf Coastal Plain. Modified from Pessagno (1967).

Texas. New data is also drawn from the work of co-authors Longoria, Smith, Thompson, Graham, Holloway, and AlShuaibi, as well as that of the senior author. The data from Graham (1995), Holloway (1999), and AlShuaibi (2006) is well-documented in their Ph.D. dissertations, but are unknown to the scientific community.

Formal definition of Cretaceous composite zones defined by planktonic foraminifera

A new planktonic foraminiferal zonation is introduced for the Upper Cretaceous strata of East-central Mexico, Texas, Southwestern Arkansas, and the Caribbean. The foundation for this zonation is a new type of zone which is referred to herein as a “Composite Zone”. The composite zone can be utilized not only with planktonic foraminifera,

but also with Radiolaria, ammonites, graptolites, and other pelagic fossil groups.

Evolutionary events known as “primary marker events” are the primary means of defining composite zonal boundaries. They represent an evolutionary event among Cretaceous planktonic foraminifera (See figure 2A). Primary marker events such as the first occurrence of double-keeled planktonic foraminifera are easily recognizable and are not immersed in the morass of taxonomic problems that surround genera and species of Upper Cretaceous planktonic foraminifera. As a second order of definition, we utilize “primary marker taxa” to mark the composite zonal boundaries. Primary marker taxa are selected because they are distinctive in appearance, cosmopolitan in occurrence, and because they occur in a variety of rock types.

PRIMARY MARKER EVENTS AMONG CRETACEOUS TO LOWER PALEOGENE PLANKTONIC FORAMINIFERA
PME1: FO of single keeled Globigerinacea with infralaminar accessory and straight depressed sutures umbilically (e.g., <i>Thalmaninella evoluta</i>).
PME2: FO of single keeled Gobigerinacea with true sutural supplementary apertures and fused lingula over umbilical opening (<i>Rotalipora montsalvensis</i> and <i>Rotalipora cushmani</i>).
PME3: FO of single keeled Globigerinacea with raised curved sutures umbilically (e.g., <i>Thalmaninella greenhornensis</i>).
PME4: FO and LO of <i>Anaticinella</i> with fused lingula and true sutural supplementary apertures. <i>Anaticinella multiloculata</i> .
PME5: FO of double keeled Globigerinacea (e.g., <i>Dicarinella deformis</i> (Gandolfi)).
PME6: FO of Marginotruncanids with curved raised sutures umbilically and with extraumbilical non-umbilical primary apertures and loose trochospiral coiling. (e.g., <i>Marginotruncana marginata</i>).
PME7: FO and LO of Marginotruncanids with extrambilical non umbilical primary apertures, sutural supplementary apertures both spirally and umbilically, and with tegilla (<i>Pessagnoites</i> AlShuaibi 2011).
PME8: FO of Globigerinacea with planispiral to low trochospiral coiling, equatorial to extraumbilical primary apertures and hollow spines.
PME9: FO of biserial Heterohellicids with flaps over sutural supplementary apertures (See Graham 1995). <i>Pseudoguembelina</i> spp.
PME10: FO of Globotruncanids with a single keel (<i>Globotruncanita</i>).
PME11: FO of Heterohellicids with biserial early stage followed by spherical multiserial chambers arranged in a plane. <i>Ventilabrella</i> and <i>Ultraventilabrella</i> .
PME12: FO of Globotruncanids with a Type 3 double keel (<i>sensu</i> Pessagno 1967; <i>Globotruncana linneiana</i> , <i>G. rossetta</i>).
PME13: LO of Globigerinacea with extraumbilical non-umbilical primary apertures and loose trochospiral coiling. (e.g., <i>Marginotruncana</i> and <i>Whiteinella</i>).
PME14: LO of Globigerinacea with low trochospiral coiling or planispiral coiling with extraumbilical or equatorial primary apertures and hollow spines. <i>Hastigerinoides</i> spp.
PME15: FO of Globigerinacea with umbilical umbilical primary apertures with costellae arranged in a meridional pattern.
PME16: LO of Globotruncanids with a Type 3 double keel (<i>sensu</i> Pessagno 1967; <i>Globotruncana linneiana</i> , <i>G. rossetta</i>).
PME17: FO of Heterohellicids with flat wide terminally scalloped flaps over sutural supplementary apertures (<i>Pseudoguembelina excolata</i>).
PME18: FO Racemiguembelinids with biserial stage comprising one half of test followed by multiserial stage consisting of two to three rows of large coarsely costate chambers surrounding a central cavity with ponticuli <i>Praeracemiguembelina powelli</i> .
PME19: FO of Racemiguembelinids with biserial stage comprising one fifth of test followed by multiserial stage with smaller more numerous chambers arranged in six rows. <i>Racemiguembelina fructicosa</i> .
PME20: FO of small Globigerinids with random left to right coiling and imperforate portici. <i>Hossieella</i> spp.
PME21: FO of small Globigerinids with random left to right coiling, extraumbilical to umbilical primary apertures and tegilla. <i>Parvularugoglobigerina</i> .
PME22: LO of small Globigerinids with random left to right coiling and imperforate portici. <i>Hossieella</i> spp.
PME23: FO of cancellate ornamentation and the development of a calcite crust. <i>Parasubbotina pseudobulloides</i> .

Figure 2A: Primary marker events (PME) in Cretaceous and Lower Paleogene.

The uppermost part of the Lower Cretaceous (uppermost Albian/Vraconian), the Upper Cretaceous, and lower-most Paleogene strata of the western Gulf Coast and Caribbean are divided into eight composite superzones, nineteen composite zones, and thirteen composite subzones. Where possible, we have interrelated the new planktonic foraminiferal zones with geochronometric data from Cobban et al. (2008) and Gladstein et al. (2012). In addition, zonal boundaries have been correlated where possible with ammonite and inoceramid biostratigraphic data from the Western Interior (Cobban et al., 2006, 2008; and AlShuaibi, 2006). The biostratigraphic, chronostratigraphic, geochronometric, and geochronologic calibration of the composite zonal units introduced herein are presented in the section to follow. In the definition of composite zones to follow PME marks a primary marker event and PMT indicates a primary

maker taxon. FO denotes the first occurrence of a taxon and LO denotes the last occurrence of a taxon.

Definition of Superzone 6: Thalmaninella evoluta-Rotalipora cushmani Superzone (See figures 2A-2B).

Base: Defined by PME1: First evolutionary occurrence of single-keeled Globigerinacea with infralaminar accessory apertures and straight, radially depressed sutures umbilically and the FO of PMT *Thalmaninella evoluta*.

Top: Defined by PME2: FO of single-keeled Globigerinacea with true sutural supplementary apertures and fused lingula over umbilical opening (*Rotalipora montsalvensis* and *R. cushmani*) and by PME4: FO and LO of Globigerinacea with true sutural supplementary apertures and fused lingula over the umbilical opening on the umbilical side of test (i.e., *Anaticinella*, *Rotalipora*) and the FO of PMT *Dicarinella deformis*.

Etymology: Formally named for its PMT.

** Primary Marker Events See Figure 2A Primary Marker Taxa → Last occurrence ← First occurrence	LK	Upper Cretaceous									Series
	Albian	Cenomanian			Turonian		Coniacian		Santonian		Stage
	upper	low	mid	upper	low	m.-up.	low	upper	lower	upper pt.	
	UK 6			UK 5		UK 4		UK 3		Superzone	
	6D	6C	6B	6A	5B	5A	4A	4B	3C	3B	3A
<i>Thalmaninella evoluta</i> **1	←										
<i>Planomalina buxtoni</i>	←										
<i>Rotalipora</i> s.s.**2		←									
<i>Rotalipora montsalvensis</i> **2		←									
<i>Planomalina buxtoni</i>		→									
<i>Thalmaninella greenhornensis</i> **3		←									
<i>Thalmaninella appeninica</i> s.s.**3		←									
<i>Anaticinella</i> spp.**4				↔							
<i>Dicarinella deformis</i> **5				←							
<i>Helvetoglobotruncana helvetica</i>					←						
<i>Marginotruncana marginata</i> **6						←					
<i>M. angusticarinata</i> **6						←					
<i>Marginotruncana sigali</i>							→				
<i>Pessagnoites ectorensis</i> **7								↔	↔		
<i>Pessagnoites mansfieldensis</i> **7								↔	↔		
<i>Hastigerinoides</i> spp.**8								←			
<i>Globotruncana bulloides</i>								←			
<i>Martinella nuttalli</i>								←			
<i>Globotruncana fornicata</i>								←			
<i>Hastigerinoides alexanderi</i>								←			
<i>Pseudoguembelina</i> spp.**9									←		
<i>Globotruncanita</i> spp.**10										←	
<i>Ultraventilabrella glabrata</i> **11											←
<i>Ventilabrella eggeri</i> **11											←

Figure 2B: Albian to uppermost Santonian ranges of PMT (primary marker taxa).

Range: Upper-most Albian to top of lower Cenomanian.
Occurrence: In North America the top of Superzone 6 and the Superzone 6-Superzone 5 boundary (Cenomanian-Turonian boundary) can be best seen at Boca Canyon in the Sierra de La Silla southeast of Monterrey, Nuevo Leon, Mexico: *See* Pessagno, 1969; Longoria and Davila, 1979; Angeles-Villada et al., 2003 and figures 1A-1B herein. The boundary stratotype near Pueblo, Colorado though replete with abundant megafossils lacks the diversified, abundant planktonic foraminiferal assemblage present in the San Felipe Formation at Boca Canyon (*See* Pessagno 1969, Nebriggic, 2006; Kennedy et al., 2005). Although much of the chalky mudstone in this succession is now badly weathered, well-preserved planktonic foraminifera can be extracted from the harder micrites using the acetic acid technique of Kariminia (2006). AlShuaibi (2006) used this technique in extracting planktonic foraminifera from indurated Austin Chalk samples (*See* Figures 3A-3B herein).

Definition of Zone 6D: *Thalmaninella evoluta*-*Thalmaninella greenhornensis* Zone

Base: Same as base of Superzone 6.
Top: The top of this zone (*See* Figures 2A-2B) occurs immediately below primary marker event PME2: FO of single-keeled Globigerinacea with true sutural supplementary apertures infused lingula umbilically (e.g., *Rotalipora montsalvensis*) and the FO PMT *Thalmaninella greenhornensis*.
 The top this zone occurs immediately below the FO of PMT *Rotalipora s.s.*
Etymology: This zone is named for its PMT.
Occurrence: Boca Canyon in the Sierra de La Silla southeast of Monterrey, Nuevo Leon, Mexico: *See* Pessagno, 1969; Longoria and Davila, 1979; Angeles-Villada et al., 2003.

Definition of Zone 6C: *Rotalipora s.s.*-*Thalmaninella greenhornensis* Zone (See figures 2A, 2B herein).

Base: Marked by PME2: (See above) and by the FO of *Rotalipora s.s.*
Top: Marked by LO of PMT *Planomalina buxtorfi* and immediately below the FO of *Thalmaninella greenhornensis* and by occurring just below PME3: FO of

single-keeled Globigerinacea with raised, curved sutures umbilically (i.e., *Thalmaninella greenhornensis* and *T. appenninica sensu* Pessagno, 1967).

Etymology: Named for its PMT.
Range: Lower Cenomanian.
Occurrence: Zone 6C is poorly represented in the Western Gulf Coastal Plain in surface exposures. However, strata assignable to the upper part of this unit were observed in the upper part of the Mainstreet Formation by Holloway (1999, p. 202-203) at Buffalo Creek in Johnson County, Texas.

Definition of Zone 6B: *Thalmaninella greenhornensis*-*Dicarinella deformis* Zone (See Figures 2A, 2B).

Base: Marked by PME3: FO of single-keeled Globigerinacea with raised, curved sutures umbilically (e.g., *Thalmaninella greenhornensis*) and by the FO of PMT *Thalmaninella greenhornensis* and *Thalmaninella appenninica s.s.* (*sensu* Pessagno, 1967) first appear at the base of this zone. *Thalmaninella reicheli* first appears in the middle.

Top: The top of Zone 6B occurs immediately below PME5: FO of double-keeled Globigerinacea and by the FO of PMT *Dicarinella difformis* (Gandolfi) and the LO of PMT *Anaticinella spp.*

Etymology: This zone is named for its PMT.
Range: Upper Cenomanian.
Occurrence: In North America Zone 6B strata have been examined by Pessagno (1967, 1969) at Boca Canyon in the Sierra de La Silla southeast of Monterrey (Nuevo Leon, Mexico. *See* Longoria and Davila, 1979, figure 1A-1B) and by Nebriggic (2006) in the Western Interior.

Definition of Zone 6A: *Anaticinella-Rotalipora cushmani* Composite Zone (See figures 2A-2B).

Base: Marked by primary marker events PME4: FO of double-keeled Globigerinacea (e.g. *Dicarinella deformis* and *D. imbricata*) and PME5: FO of Globigerinacea with extraumbilical, non-umbilical primary apertures, loose trochospiral coiling and a shift in the axis of coiling (e.g., *Whiteinella*, *Dicarinella*) and by the FO of PMT *Dicarinella deformis* and *Anaticinella*.

Top: Defined by primary marker events PME2, PME4: LO of Globigerinacea with true sutural supplementary apertures and fused lingula over the umbilicus on the umbilical side of test (e.g., *Anaticinella*, *Rotalipora*) and by the LO of *Rotalipora cushmani*.

Etymology: This zone is named for of its PMT.
Range: Upper-most Cenomanian.
Occurrence: World-wide in Tethyan Realm and southern part of Boreal realms.

Definition of Superzone 5: *Helvetoglobotruncana helvetica*-*Marginotruncana sigali* Composite Superzone (See Figures 2A, 2B).

Base: Defined by FO of *Helvetoglobotruncana helvetica*.
Top: Defined by LO PMT *Helvetoglobotruncana helvetica* and *Marginotruncana sigali*. The top of Superzone 5 also occurs immediately below primary marker event PME5: FO of Marginotruncanids with sutural supplementary apertures on both spiral and umbilical sides of test, tegilla, and double keels (i.e., *Pessagnoites* AlShuaibi, 2011. *See* figures 3A-3B herein).

Etymology: Named for its PMT.
Range: Turonian.
Occurrence: Mexico, Texas. Tethyan Realm and Southern part of the Boreal Realm.

Definition of Zone 5B: *Helvetoglobotruncana helvetica*-*Marginotruncana marginata* Composite Zone (See Figure 2A, 2B).

Base: Defined as with base of Superzone 5 above.
Top: Occurs immediately below PME6: FO of double-keeled Globigerinacea with curved, raised sutures umbilically and immediately below the FO of PMT *Marginotruncana marginata* and *M. angusticarinata*.
Etymology: Named for its PMT.
Range: Lower Turonian.
Occurrence: In North America this zone is best represented in the San Felipe Formation at Boca Canyon in the Sierra de La Silla southeast of Monterrey, Nuevo Leon, Mexico and Europe. It is poorly represented in Texas.

Definition of Zone 5A: *Marginotruncana marginata*-*M. sigali* Composite Zone (See figures 2A, 2B).

Base: Same as for that as Superzone 5 as noted above.
Top: Defined by LO PMT *Helvetoglobotruncana helvetica* and *Marginotruncana sigali*. The top of Superzone 5 also occurs immediately below primary marker event PME5: FO of Marginotruncanids with sutural supplementary apertures on both spiral and umbilical sides of test, tegilla, and double keels (i.e., *Pessagnoites* AlShuaibi, 2011. *See* figures 3A-3B herein).
Etymology: Named for its marker taxa.
Range: Middle-upper Turonian.
Occurrence: World-wide in southern part of Boreal Realm and Tethyan Realm.

Definition of Composite Superzone 4: *Pessagnoites ectorensis*-*Hastigerinoides alexanderi* Composite Superzone (See Figures 2A, 2B).

Base: Marked by FO of PMT *Pessagnoites ectorensis* and primary marker event PME7: FO of Marginotruncanids with sutural supplementary apertures on both spiral and umbilical sides of the test, tegilla, and a double keel (i.e., *Pessagnoites* of AlShuaibi, 2011. *See* Figures 3A-3B).
Top: Occurs at the LO of PMT *Pessagnoites ectorensis* and by occurring immediately below the FO of PMT *Hastigerinoides alexanderi* and *Dicarinella asymetrica*.
Etymology: Named for its PMT.
Range: Lower to upper Coniacian.
Occurrence: Southern part of Boreal Realm in Texas in so far as known.

Definition of Zone 4B: *Pessagnoites-Hastigerinoides alexanderi* Composite Zone.

Base: *See* definition for base of Superzone 4 above.
Top: Defined by the LO of PMT *Pessagnoites ectorensis* and by occurring immediately below the FO of PMT *Hastigerinoides alexanderi* and *Dicarinella asymetrica*.
Etymology: This zonal unit is named for its PMT.
Range Lower Coniacian.
Occurrence: North Texas. Southern part of Boreal Realm in so far as known.

Definition of Zone 4A: *Hastigerinoides* spp.--*Hastigerinelloides alexanderi* Composite Zone (See Figures 2A, 2B).

Base: Defined by the FO of PMT *Hastigerinoides* spp. and PME8: FO of Globigerinacea with low trochospiral coiling or planispiral coiling, extraumbilical to equatorial primary apertures, and hollow spines (e.g., *Hastigerinoides*; see Graham, 1995 and pl. 3, figs. 39-40).

Top: Occurs immediately below the FO of PMT *Hastigerinoides alexanderi* and *Dicarinella asymetrica*.

Etymology: Named for its PMT.

Range: Upper Coniacian.

Occurrence: Zone 4A can be recognized in north Texas. Southern part of the Boreal Realm.

Definition of Superzone 3: *Hastigerinoides alexanderi*-*Marginotruncana* spp. Composite Superzone (See Figures 2A, 2B, 2C).

Base: Marked by the FO of *Hastigerinoides alexanderi* and *Dicarinella asymetrica*.

Top: Marked PME 13: LO of Globigerinacea with extraumbilical non-umbilical primary apertures and loose trochospiral coiling and by the LO of *Marginotruncana* and *Whiteinella*. Top occurring immediately below the FO of *Rugoglobigerina tradinghousensis*.

Etymology: Texas. Named for PMT.

Range: Lower Santonian to lower-most Campanian.

Occurrence: Southern part of the Boreal Realm in so far as known.

Definition of Zone 3C: *Hastigerinoides alexanderi* – *Pseudoguembelina* spp. Composite Zone (See Figures 2A, 2B).

Base: Defined by the FO of PMT *Hastigerinoides alexanderi* and *Dicarinella asymetrica*.

Top: Marked by PME 9: FO of Heterohelicids with flaps over their sutural supplementary apertures (*Pseudoguembelina* spp.).

Etymology: Named for its PMT.

Range: Lower Santonian.

Occurrence: Southern part of the Boreal Realm and Tethyan Realm in so far as known. Mexico, Texas.

Definition of Zone 3B: *Pseudoguembelina* spp. – *Dicarinella indica* Zone.

Base: Defined by PME9: FO of biserial heterohelicids with flaps over sutural supplementary apertures (i.e., *Pseudoguembelina*; see *Pseudoguembelina "smithi"* of Graham, 1995, pl., 4, figs. 6-7 and pl. 2, figs. 35, 38 herein)

Top: Marked by the LO of PMT *Dicarinella indica*.

Etymology: Named for its PMT.

Range: Upper part of lower Santonian.

Occurrence: Mexico and Texas. Tethyan Realm and the Southern part of the Boreal Realm.

Definition of Zone 3A: *Globotruncanita-Whiteinella* Composite Zone (See figures 2A, 2B, and 2C herein).

Base: Defined by PME 10: The FO of Globotruncanids with a single keel (*Globotruncanita* spp.); PME 11: The FO of Heterohelicids with a biserial stage followed by a multiserial stage consisting of two or more pyriform to globular chambers arranged in a single plane (*Ventilabrella* sp. and *Ultraventilabrella* spp., and PME 12: The FO of Globotruncanids with a Type 3 double keel (*sensu* Pessagno, 1967; e.g., *Globotruncana linneiana*). Also defined by occurring immediately above the LO of PMT *Dicarinella indica* and by the FO *Globotruncanita* spp., *Globotruncana linneiana*, *G. rosetta*, and *Ultraventilabrella glabrata*.

Top: Marked by PME 13: The LO of Globigerinacea with extraumbilical non-umbilical primary apertures and loose trochospiral coiling and the LO of PMT *Marginotruncana* spp. and *Whiteinella* spp.

Type of zone: Composite zone as defined herein.

Etymology: Named for its PMT.

Remarks: This zonal unit can be recognized in South Texas in the Pen Formation and the San Vicente Member of the Boquillas Formation in Big Bend National Park and the Bruceville Member of the Austin Chalk in North Texas (See data presented by Graham (1995 and AlShuaibi, 2006). It also can be recognized in the San Felipe Formation at La Boca Canyon in the Sierra de La Silla of northern Mexico.

Zone 3A is divided into two subzones (ascending order): Subzone 3A₂ and Subzone (uppermost Santonian) and Subzone 3A₁ (lowermost Campanian).

Etymology: Named for its PMT.

Range: Upper Santonian to lower-most Campanian.

Occurrence: Southern part of Boreal Realm and Tethyan Realm.

Definition of Subzone 3A₂: *Marginotruncana indica*-*Marginotruncana pseudolinneiana* Subzone.

Base: Defined as with base of Zone 3A above.

Top: Defined by PME 7: LO of Marginotruncanids with extraumbilical non-umbilical primary apertures and with sutural supplementary apertures both spirally and umbilically, tegilla, and weakly developed double keel (See figures 3A-3B herein) and by the LO of PMT *Marginotruncana pseudolinneiana*.

Etymology: Named for its PMT.

Range: Uppermost Santonian.

Occurrence: Southern part of Boreal Realm and northern part of the Tethyan Realm.

Definition of Subzone 3A₁: *Marginotruncana pseudolinneiana* *Marginotruncana* spp. Composite Subzone

Base: Occurs immediately above LO of PMT *Marginotruncana pseudolinneiana* and PME 7: LO of Marginotruncanids with extraumbilical non-umbilical primary apertures and with sutural supplementary apertures both spirally and umbilically, tegilla, and weakly developed double keel (See figures 3A-3B).

Top: Occurs at LO of PMT *Marginotruncana* spp. and PME13: LO of Globigerinacea with extraumbilical non-umbilical primary apertures and loose trochospiral coiling.

Etymology: Named for its PMT.

Range: Lower Campanian.

Occurrence: Southern part of Boreal Realm and northern part of the Tethyan Realm.

Definition of Superzone 2: *Marginotruncana* spp.-*Globotruncana linneiana* Composite Superzone (See Figures 2A, 2B, 2C).

Base: Defined as occurring immediately above PME 13: LO of Globigerinacea with extraumbilical non-umbilical primary apertures and loose trochospiral coiling (e.g., *Marginotruncana* and *Whiteinella*).

Top: Defined by PME15: LO of double-keeled globotruncanids with Type 3 keels *sensu* Pessagno (1967; *Globotruncana linneiana* and *G. rosetta*; see Figure 2C).

Etymology: Named for its PMT.

Range: Lowermost Campanian to top of lower Maastrichtian.

Occurrence: Texas, California, Arkansas, New Jersey, Mexico, Cuba, Trinidad, Southwestern Puerto Rico, Eurasia, and Australia (See Pessagno, 1967, p, 348-359 for a detailed list of occurrences for *G. linneiana*). Southern part of Boreal Realm, Tethyan Realm, northern part of the Austral Realm.

Definition of Zone 2D: *Rugoglobigerina tradinghousensis*-*Hastigerinoides* spp. Composite Zone (See figures 2A, 2C).

Base: Defined by FO of *Rugoglobigerina tradinghousensis*.

Top: Occurs at LO of PMT *Hastigerinoides* spp. and PME14: LO of Globigerinacea with low trochospiral coiling or planispiral coiling, extraumbilical to equatorial primary apertures, and hollow spines (e.g., *Hastigerinoides*; see Graham, 1995 and pl. 3, figs. 39-40).

Type of zone: Composite zone as defined above.

Etymology: Named for its PMT.

Range: Lower Campanian.

Occurrence: Southern part of Boreal Realm in so far as known..

Definition of Subzone 2D₂: *Marginotruncana* – *Pseudoguembelina costulata* Composite Subzone (See figures 2A-2C).

Base: Defined as occurring immediately above the LO of PMT *Marginotruncana* spp. and primary marker event PME7: LO of Globigerinacea with extraumbilical-non-umbilical primary apertures, loose trochospiral coiling, and tegilla (See figures 2A, 2C).

Top: Defined as occurring immediately below the FO of PMT *Pseudoguembelina costulata* (See Figures 2A, 2C) and immediately above LO of *Hastigerinoides* spp. and PME14: LO of Globigerinacea with low trochospiral or planispiral

** Primary Marker Events See Figure 2A Primary Marker Taxa → Last occurrence ← First occurrence	Upper Cretaceous											Series		
	Sant	Campanian						Maastrichtian			Danian	Stage		
	upper	lower		upper		lo.	upper							
	UK3	UK 2				UK 1		DA	Superzone					
	3A	2D	2C	2B	2A		1B	1A	DAN1	Zone				
3A ₂	3A ₁	2D ₂	2D ₁		2A ₄	2A ₃	2A ₂	2A ₁	1B ₂	1B ₁	1A ₂	1A ₁	Dan1A	Subzone
<i>Marginotruncana pseudolinneiana</i>	→													
<i>Globotruncana rosetta</i> **12	←													
<i>Globotruncana linneiana</i> **12	←													
<i>Globotruncanita</i> spp.	←													
<i>Marginotruncana</i> spp. **13	→													
<i>Rugoglobigerina tradinghousensis</i>		←												
<i>Pseudoguembelina costulata</i>			←											
<i>Hastigerinoides</i> spp. **14			→											
<i>Globotruncana plummerae</i>			→											
<i>Globotruncanita calcarata</i>					↔									
<i>Globotruncana ventricosa</i>					↔									
<i>Globotruncana hilli</i>					↔									
<i>Rugotruncana tilevi</i> **15					→									
<i>Globotruncana lapparenti</i> s.s.						→								
<i>Rugotruncana subpennyi</i>						→								
<i>Rugoglobigerina scotti</i>						→								
<i>Globotruncana rosetta</i> **16						→								
<i>Globotruncana linneiana</i> **16						→								
<i>Pseudoguembelina excolata</i> **17									←					
<i>Globotruncanita conica</i>									←					
<i>Globotruncanita stuarti</i>									←					
<i>Praeracemiguembelina powelli</i> **18									←					
<i>Globotruncana constusa</i> s.s.									←					
<i>Racemiguembelina fructicosa</i> **19									←					

Figure 2C: Upper-most Santonian to upper Maastrichtian ranges of PMT (primary marker taxa).

coiling with extraumbilical or equatorial primary apertures and hollow spines. *Hastigerinoides* spp.

Etymology: Named for its PMT.

Range: Lower Campanian.

Occurrence: In Texas this zonal unit occurs at the base of the Brownstown Formation from northeast Texas to Austin. It also can be recognized in the type Brownstown Formation of Southwestern Arkansas. Southern part of Boreal Realm in so far as known.

Definition of Zone 2C: *Pseudoguembelina costulata*-*Globotruncana plummerae* Composite Zone (See Figures 2A-2B).

Base: Defined by the FO of PMT *Pseudoguembelina costulata*.

Top: Occurring immediately below the FO of PMT *Globotruncana plummerae* (See Pessagno, 1967, 1969, Thompson, 1991, and Graham, 1995).

Type of zone: Composite zone as defined herein (See above).

Etymology: Named for its PMT.

Range: Lower Campanian;

Occurrence: Mexico, Texas, and Southwestern Arkansas. Tethyan Realm and Southern part of Boreal Realm in Western Hemisphere.

Definition of Zone 2B: *Globotruncana plummerae*-*Globotruncana hilli* Composite Zone (See figures 2A, 2C).

Base: Defined by the FO of PMT *Globotruncana plummerae*.

Top: Defined as occurring immediately below the FO of PMT *Globotruncana hilli*, *G. ventricosa*, *Globotruncanita calcarata*, and *Rugotruncana subcircumnodifer* (See Figures 2A, 2C).

Type of zone: Composite zone as defined above.

Etymology: Named for two of its PMT.

Range: Upper Campanian.

Occurrence: Mexico, Texas, Tethyan Realm and southern part of the Boreal Realm in the Western Hemisphere (See Pessagno, 1967).

Definition of Zone 2A: *Globotruncanita calcarata*-*Globotruncana linneiana* Composite Zone (See Figures 2A, 2C herein).

Base: Occurs immediately above LO of the PMT *Globotruncanita calcarata* and *G. ventricosa*.

Top: Marked by the LO of PMT *Globotruncana linneiana* and *G. rosetta* and PME15 LO of Globotruncanids with Type 3 double keel (Sensu Pessagno 1967).

Composite Zone 2A is divided into 3 subzones which are defined in ascending order below.

Type of zone: Composite zone as defined above.

Etymology: Named for its PMT.

Remarks: Zone 2A is included in the upper Campanian herein. However, Bolli (1957), Pessagno (1967, 1969), Smith and Pessagno (1973), Thompson (1991), and most other planktonic foraminiferal workers placed this interval in the lower Maastrichtian. Unfortunately, the Maastrichtian working group decided to place this interval in the upper Campanian.

Occurrence: Mexico, Texas, Southwestern Arkansas. Tethyan Realm and southern part of the Boreal Realm in the Western Hemisphere (See Pessagno, 1967).

Definition of Subzone 2A₁: *Globotruncanita calcarata*-*Globotruncana ventricosa* Composite Zone (See Figure 2A, 2C herein).

Base: Marked by FO of PMT *Globotruncanita calcarata*, *Globotruncana hilli*, *G. ventricosa*, and *Rugotruncana subcircumnodifer*. PME15: FO of trochisprial planktonic foraminifera with umbilical-umbilical primary apertures,

tegilla, and *costellae* arranged in a meridional pattern (*Rugotruncanidae*).

Top: Defined by LO of PMT *Globotruncanita calcarata* and *Globotruncana ventricosa*.

Type of zone: Composite zone as defined above.

Etymology: Named for PMT.

Range: Upper Campanian.

Occurrence: Worldwide in Tethyan Realm and southern part of the Boreal Realm (See Pessagno, 1967).

Definition of Subzone 2A₂: *Globotruncanita calcarata*-*Globotruncana hilli* Composite Subzone (See Figures 2A, 2C herein).

Base: Occurs immediately above LO of PMT *Globotruncanita calcarata* and *Globotruncana ventricosa*.

Top: Defined by LO of PMT *Globotruncana hilli*.

Etymology: Named for its PMT.

Remarks: Percival (1991) included this interval to the *Tetralithus trifidus* Zone of Sissingh, 1977). In the new Global Stratotype Section and Point (GSSP) established for the base of the Maastrichtian at Tercis les Baines, southwest France, this interval is correlative with part of the Hyatti Zone (ammonite).

Occurrence: Southwestern Arkansas, Texas, Mexico, and Southwestern Puerto Rico. Tethyan Realm and southern part of Boreal Realm in Western Hemisphere.

Definition of Subzone 2A₃: *Globotruncana hilli*-*Globotruncana lapparenti* s.s. Composite Subzone (See Figures 2A, 2C herein).

Base: Occurs immediately above the LO of PMT *Globotruncana hilli*.

Top: Defined by the LO of *Globotruncana lapparenti* s.s. sensu Pessagno (1967).

Etymology: Named for its PMT.

Occurrence: Subzone 2A₂ can be recognized throughout the western Gulf Coastal Plain Province from the Tampico Embayment area of Mexico to Southwestern Arkansas. Moreover, it can be recognized in the Caribbean in Puerto Rico and Trinidad (Bolli, 1957; Pessagno, 1960, 1969). Tethyan Real and southern part of the Boreal Realm in the Western Hemisphere (See Pessagno, 1967).

Definition of Subzone 2A₁ : *Rugoglobigerina scotti-Globotruncana linneiana* Composite Subzone (See figures 2A, 2C).

Base: Defined by the FO of PMT *Rugoglobigerina scotti* and *Rugotruncana subpennyi*.

Top: Defined by the LO of PMT *Globotruncana linneiana* and *G. rosetta* and by primary marker event PME16: LO of double-keeled globotruncanids with type 3 double keels sensu Pessagno (1967) (i.e., *Globotruncana linneiana* and *G. rosetta*).

Remarks: *Globotruncana gansseri* was noted by Pessagno (1960, 1967) in the Rio Yauco and Parguera Limestone of Puerto Rico in the body of strata that are assigned to this subzone.

Occurrence: Mendez Shale in East Central Mexico, Saratoga Chalk in Southwestern Arkansas; Rio Yauco Formation in Southwestern Puerto Rico; and at the boundary stratotype succession at Tercis les Baines in France. Tethyan faunal Realm and southern part of Boreal Realm.

Definition of Superzone 1: *Globotruncana linneiana-Praeracemiguembelina powelli* Composite Superzone (See figures 2A, 2C).

Base: Occurring immediately above the LO of PMT *Globotruncana linneiana* and *G. rosetta* and by PME16: LO of double-keeled globotruncanids with type 3 keels (Sensu Pessagno, 1967). Occurring at FO of PMT *Praeracemiguembelina powelli* and *Pseudoguembelina exolata* and PME17: FO of biserial heterohelicids with wide terminally scalloped flaps over sutural supplementary apertures and PME18: FO of *Racemiguembelinids* with *Pseudotextularia* biserial stage comprising one half of the test followed by a multiserial stage with large round coarsely costate chambers arranged in two to three rings around the central cavity (*Praeracemiguembelina powelli*).

Definition of Zone 1B: *Globotruncana linneiana-Abathomphalus mayaroensis* Composite Zone (See figures 2A, 2C).

Base: Same as that for Superzone 1 as noted above.

Top: Defined as occurring immediately below the FO of PMT *Abathomphalus mayaroensis*.

Type of zone: Composite zone as defined above.

Etymology: Named for two of its PMT.

Remarks: Composite Zone 1B is divided into two composite subzones: 1B₂ and 1B₁.

Occurrence: Southern part of Boreal Realm, Tethyan Realm. Texas, Mexico, Trinidad.

Definition of Composite Subzone 1B₂: *Globotruncana linneiana-Globotruncana contusa* Subzone (See figures 2A, 2C).

Base: Defined as occurring immediately above the LO of *Globotruncana linneiana* and at the FO of *Praeracemiguembelina powelli* and by PME16, PME17, and PME18 (See Figure 2A).

Top: The top of Subzone 1B₂ is defined by occurring immediately below the FO of PMT *Globotruncana contusa* s.s. and *Racemiguembelina fructicosa*. The top of Subzone 1B₂ also occurs immediately below PME19: FO of occurrence of multiserial heterohelicids with multiple rows of radial arranged chambers around the central cavity and a greatly reduced biserial stage comprising one-fifth of test (i.e., *Racemiguembelina fructicosa* (See Smith and Pessagno, 1973: See Plate 6. Figures 21-22; 23 herein).

Etymology: Named for PMT.

Occurrence: Strata assignable to Subzone 1B₂ can be observed in the Mendez Shale s.s. of the Tampico Embayment area on the east and west sides of the Tamaulipas Arch, in the Papagayos Shale along Route 85 north of Monterrey at locality MX 174 of Pessagno (1969). In addition, it can be recognized in the area from San Antonio to the north of Waco in the Highbank Formation (Pessagno et al., Revista Maya de Geociencias, 2023).

Definition of Subzone 1B₁ *Racemiguembelina fructicosa-Abathomphalus mayaroensis* Composite Subzone (See figures 2A, 2C herein).

Base: Defined by FO of PMT *Racemiguembelina fructicosa* and *Globotruncana contusa* s.s. and

PME19: FO of occurrence of multiserial heterohelicids with multiple rows of radial arranged chambers around the central cavity and a greatly reduced biserial stage comprising one-fifth of test (i.e., *Racemiguembelina fructicosa*. See Smith and Pessagno, 1973: See Plate 6. Figures 21-22; 23 herein).

Top: Immediately below FO of *Abathomphalus mayaroensis*.

Etymology: Named for its PMT.

Occurrence: Mendez Shale of Tampico Embayment area of Mexico along the east and west flanks of the Tamaulipas Arch (Pessagno, 1967, 1969; Muir, 1936); the Escondido Formation of South Texas (Pessagno, 1969; Powell et al., 1970); the Nacatoch Sand, Corsicana Formation of Central and North Central Texas (Pessagno, 1967, 1969; Powell et al., 1970; Smith and Pessagno, 1973), and the Arkadelphia Shale of Southwest Arkansas (Pessagno, 1967, 1969).

Definition of Subzone 1A₂: *Abathomphalus mayaroensis-Racemiguembelina fructicosa* Composite Subzone (See figures 2A, 2D herein).

Base: Defined as occurring at the FO of PMT *Abathomphalus mayaroensis*, *Hossiella* spp., and *Pseudotextularia intermedia*.

Top: Defined by the LO of PMT *Abathomphalus mayaroensis*, *Racemiguembelina fructicosa* and *Rugoglobigerina hanktinoides* as well as the PME19: Final appearance Heterohelicids with *Pseudotextularia* biserial early stage comprising one-fifth of test and five or six rows of radially arranged chambers around central cavity and possessing a biserial early stage (*Racemiguembelina fructicosa*).

Definition of Subzone 1A₁

Base: Marked by the LO of PMT *Abathomphalus mayaroensis* and *Rugoglobigerina hanktinoides*.

Top: Occurring immediately below the FO of *Parvularugoglobigerina eugebina* and PME 21: FO of small Globigerinids with random left to right coiling, extraumbilical to umbilical primary apertures and tegilla.

Etymology: Named for its PMT.

** Primary Marker Events See Figure 2A Primary Marker Taxa ← First occurrence → Last occurrence	Upper Cretaceous		Paleogene	Series
	Maastrichtian		Low. Danian	Stage
	Superzone Uk1		Superzone DAN	
	Zone 1A		Zone Dan1	
	Subzone 1A ₂	Subzone 1A ₁	Subzone Dan1A	
<i>Pseudotextularia intermedia</i>	←			
<i>Abathomphalus mayaroensis</i>	←		→	
<i>Rugoglobigerina hanktinoides</i>		←	→	
<i>Hossiella</i> spp. **18	←			
<i>Parvularugoglobigerina eugebina</i> **19			←	
<i>Hossiella</i> spp. **20			→	
<i>Parasubbotina pseudobulloides</i> **20				←

Figure 2D: Upper Maastrichtian to Lower Paleogene PMT (primary marker taxa).

Occurrence: World-wide in southern part of Boreal Realm, Tethyan Realm, and northern part of Austral Realm.

Definition of Superzone DAN (See Figures 2A, 2D herein):

Base: Defined by the FO PMT *Parvularugoglobigerina eugebina* and by PME22: FO of small globigerinids with random left to right coiling, extraumbilical-umbilical to umbilical primary apertures, and tegilla.

Top: Occurs immediately below the FO of PMT *Parasubbotina pseudobulloides*. PME23: FO of Globigerinids with a cancellate ornamentation and the development of a calcite crust (See Plate 6, fig. 30 herein). The development of a calcite crust is one of the most important events in the history of the Globigerinacea. LO of PMT *Hossiella* spp. occurs in lower part of Superzone DAN.

Etymology: Named for two of its PMT.

Remarks: The International Commission on Stratigraphy (Cretaceous/Paleogene Working Group) selected the base of the boundary “clay” at El Kef, Tunisia (Molina et al., 2006) to establish the GSSP for the base of the Danian. These workers made the assumption that the base of the boundary clay corresponds to the time of impact of the meteorite at Chicxulub, Yucatan. This correlation is totally invalid (See Stinnesbeck, et al., 1993; Schulte, P., et al., 2010; Keller, G., 2012; Punekar et al., 2014; Keller, G.; 2014; Keller, G., 2014). Complete sections with well-preserved planktonic foraminiferal faunas occur in red mudstone of the type Mendez Shale s.s. along the east side of the Tamaulipas Arch along the road between Aldama and Ignacio Zaragoza and at the southeastern side of the outcrop at Mendez station. Advocates of the Chicxulub meteorite impact must explain the total absence of event beds in this continuous succession of the type

Mendez Shale to substantiate their hypothesis. Finally, it should be noted that the senior author in 1961 observed strata assignable to the Mendez Shale s.s. south of Tampico that were subsequently found to contain planktonic foraminifera that were assignable to the early Middle Eocene.

Chronostratigraphic calibration: At the Global Boundary Stratotype Section and point for the base of the Danian Stage at El Kef, Tunisia the top of Zone 1A corresponds to the LO of *Abathomphalus mayaroensis* and *Rugoglobigerina hanktinoides*. Moreover, the top of Zone 1A corresponds to the top of the *Micula prinsii* Zone (calcareous nannofossils). *Rugoglobigerina hanktinoides* occurs in the upper part of this zone. Olsson et al. (1997, p. 760) indicated that *Abathomphalus mayaroensis* does not occur in upper Maastrichtian strata of the Atlantic Coastal Plain of New Jersey because it is an abyssopelagic taxon. Our studies totally refute Olsson’s claim. They indicate, in fact, that *A. mayaroensis* and related species occur in the Anacacho Limestone and Escondido Formation of Medina County, Texas in strata which were clearly deposited within the innermost part of the neritic depth zone. The presence of rudistids and abundant miliolids in the Anacacho Limestone indicate that the sediments that formed this rock unit were deposited at inner-most neritic depth of 25f(7.6m) .

Occurrence: Mendez Shale s.s. on east and west sides of the Tamaulipas Arch. Upper part of Anacacho Limestone and in the Escondido Formation at Seco Creek at Fort Lincoln, Medina County, Texas. Upper part of the type Mendez Shale on the eastern and western sides of the Tamaulipas Arch in the Tampico Embayment area of eastern Mexico (Pessagno, 1967, 1969). Guayaguare Formation of Trinidad (Bolli, 1957).

GEOCHRONOLOGIC CALIBRATION OF COMPOSITE ZONAL UNITS DEFINED HEREIN

Base of Cenomanian

According to the International Commission of Cretaceous stratigraphy, the GSSP of the Cenomanian Stage “--is located on the western flanks of Mont Risou (1183m), in NE-SW trending gullies in badlands, 3.15km east of the center of the town Rosans, Haute-Alpes, France, around a point 5° 30' 43"E; 44° 23' 33"N (Lambert II Zone coordinates 852.725; 1937.625) , on the French Sãrie Bleue 1:25,000 Sheet 3239 Ouest, Rosans (Gale et al. 1996). The boundary lies 36m below the top of a thick sequence of constantly eroding marls, the Marnes Bleues of French workers, but can be located in the field in relation to the first limestone that defines the base of the overlying, unnamed unit of limestone-marl alternations.

“Primary Markers:

“The base of the Cenomanian corresponds to the first occurrence of the planktonic foraminifer *Rotalipora globotruncanoides*. Four foraminifera species, *Rotalipora appenninica*, *Rotalipora gandolfii* (FO at -40m), *Rotalipora globotruncanoides* (FO at -36m), and *Rotalipora tehamensis* (FO at -48m) coexist from level -36m to -19m and form a subzonal association that is a useful indicator for the base of the Cenomanian.

“Secondary Markers:

“Ammonites:

“The major faunal change in the ammonite fauna occurs between -30 and -32m, with the disappearance of typical Albian taxa at -32m (*Lechites gaudini*, *Stoliczkaia clavigera*) and the appearance of typical Cenomanian taxa at -30m (*Neostlingoceras oberlini*, *Mantelliceras mantelli*, etc.).

“Nannofossils

“First occurrence of *Calculites anfractus* at -40m.

“Stable Isotopes:

“The GSSP preserves an excellent $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ record that provides an auxiliary marker.

“Correlation Events:

“Planktonic foraminifer FAD *Rotalipora globotruncanoides*

“Notes on Derivation of Age:

“Spline fit of Ar-Ar ages and ammonite zones, plus monitor standard correction. Then cycle stratigraphy to place foraminifer datum relative to ammonite zonation.”

It should be noted that a myriad of taxonomic problems surrounds all of the planktonic foraminiferal species selected by the International Commission for marker taxa. The problems could have been avoided by selecting Primary Marker Events (PME) as advocated in this report.

Chronostratigraphic Calibration of Superzones 6 and 5: lower Cenomanian to upper Turonian.

The base of Superzone 6 occurs in the Lower Cretaceous (upper Albian/Vraconian). This horizon corresponds to the base of the **Stoliczkaia dispar Zone** and the base of the Vraconian (See Lozo, 1943, p. 1069-1075; Michael, 1972, p. 206-207). In Texas, the base of Superzone 6, Zone 6D can be observed at Evans Creek, Val Verde County. As noted by Pessagno (1969, p. 54), the Del Rio Formation (= his Grayson Formation) consists of 84.5f(27.7m) of light gray calcareous mudstone with 5f(1.5m) interval of buff calcarenite flags occurring at the top. Here, the upper 67.5f(20.5m) are assignable to Superzone 6, Zone 6D. This horizon occurs 17.5f(5.3 m) above the conformable contact with the underlying Georgetown Formation. The interval assigned to Zone 6D is characterized by the presence of PMT *Thalmaninella evoluta* and *Globigerinelloides bentonensis* as well as by PME1, which heralds the FO of Globigerinacea with infralaminar accessory apertures and straight depressed sutures umbilically (See Pessagno 1969, p. 54, pl. 57; Figures 2A, 2B herein).

Zone 6D can be also be seen in the Grayson Formation in Denton, McLennan, and Travis counties; in the Mainstreet Formation in Johnson County; and in the upper part of the Georgetown Formation in Travis County. The top of Zone 6D is not exposed at the surface in Texas. However, it can be seen in the Blake-Bahama Basin at DSDP Leg 1 Sites 4, 4A, and 4D. Data from Pessagno (1969, p. 608-609; in Ewing et al., 1969) indicate that all of Zone 6D is represented. These data indicate that the base of Superzone 6, Zone 6D occurs between sample 10, at Site 4, Core 3, Section 1: 55-57 cm and sample 11 at Site 4D, Core 3, Section 1: 100-102 cm). Moreover, *Rotalipora montsalvensis* marking the base of overlying Subzone 6C, occurs at Site 4, Core 3, Section 1: 55-57 cm.

Cenomanian and Turonian of Western Interior near Pueblo, Colorado

Figure 6A shows the Bridge Creek Member of the Greenhorn Limestone at the north side of the Pueblo State Reservoir Recreational Area by Kennedy et al. (2005, p. 90-98, figure 5). The following sequence of FO and LO planktonic foraminiferal events cited in figure 6A is based on data from Kennedy et al. and Caron et al., (2004):

1. LO of *Thalmanninella greenhornensis* occurs in the Hartland Shale 25 cm below the base of Bed 63.
2. LO of *Rotalipora cushmani* occurs in the lower part of bed 68. According to Caron et al. (2006, p. 187).
3. LO of *Globigerinelloides bentonensis* occurs near the base of Bed 68 and 40 cm above the last occurrence of *Rotalipora cushmani*.
4. FO of *Helvetoglobotruncana helvetica* in Bed 89. It should be noted that Caron et al. (2006, p. 181, figure 4) indicated that *Helvetoglobotruncana helvetica* makes its FO in Bed 102. However, the senior author rejects their identification of this taxon based on an examination of the form figured on page 184, figure 7, number 1. The spiral side of the specimen though flattened does not show the well-developed beaded sutures which abut against the rim of the test. The reader needs to compare this figured specimen with the specimen figured herein as well as those figured by Pessagno (1967, p. 393, Plate 53, figures 9-10; 11-12, 13) from the San Felipe Formation at La Boca Canyon, Sierra de La Silla, Nuevo Leon, Mexico. In addition, the reader should compare the form figured by Caron et al. with that figured by Pessagno (1967, Plate 54, figures 1-3) from the South Bosque Formation (Eagleford Group) at Bouldin Creek in Austin.

Finally, it should be also noted that the LO of *Inoceramids pictus* occurs in Bed 84. The significance of the final occurrence of this inoceramid taxon will be noted again in the discussion of upper Cenomanian successions in Mexico and Texas.

Cenomanian-Turonian strata at La Boca Canyon, Sierra de La Silla, Nuevo Leon, Mexico

At La Boca Canyon, the San Felipe Formation consists of an abyssopelagic succession consisting of 1075f(105m) of thin-bedded light gray micrite and interbedded buff weathering chalky mudstone containing Inoceramids which have yet to be studied.

The following first occurrence (FO) and last occurrence (LO) occur in the Cenomanian and Turonian part of the San Felipe Formation:

Event 1: LO of *Globigerinelloides bentonensis*, the first FO of double-keeled Globigerinacea (e.g., *Dicarinella difformis* (Gandolfi) (= PME5; see Figure 2A) occur in sample MX 130 of Pessagno (1969, pl. 21) at 137f(41.7 m) above the base of the San Felipe Formation.

Event 2: The LO of *Thalmanninella greenhornensis*, *T. appenninica*, and *Rotundina stephani* occurs at 160.7f(49m) above the base of the San Felipe in sample MX 131 of Pessagno.

Event 3: LO of *Rotalipora cushmani* occurs at 204f(62.2m) above the base of the San Felipe Formation in sample MX 133 of Pessagno.

Event 4: FO of *Helvetoglobotruncana helvetica* occurs at 264f(80m) above the base of the San Felipe in sample MX 133.

Event 5: The LO of *Helvetoglobotruncana helvetica* and the LO *Marginotruncana sigali* occur at 489f(149m) above the base of the San Felipe in sample MX 146.

Event 1 above occurs in the boundary stratotype section for the Turonian at Pueblo, Colorado in Bed 68 of Kennedy et al. (2005) and is coeval with the occurrence of *Caponiers gracile*, *Allocortices corrugates*, *Pseudocalyoceras angolaense*, *Sumitomoceras conini*, and the FO of *Euomphalceras septemseriatum*.

Cenomanian-Turonian strata in Texas

Dallas County.

Most of the same sequence of FO and LO events can be recognized in Texas in the Eagleford Group at outcrops in Dallas County and Bexar County. Figure 7A shows locality D2 of Powell et al. (1970). This locality occurs at the intersection of Valley View Lane and Beltline Road in Dallas, Texas.

First, it should be noted that we restrict the Britton Formation to the interval containing numerous beds of bentonite co-occurring with highly calcareous bentonitic shale, mudstone, and siltstone. In this report, we restrict the Arcadia Park Formation to black calcareous to siliceous shale and mudstone containing common medium to dark gray micritic septarian nodules. The bentonitic interval has

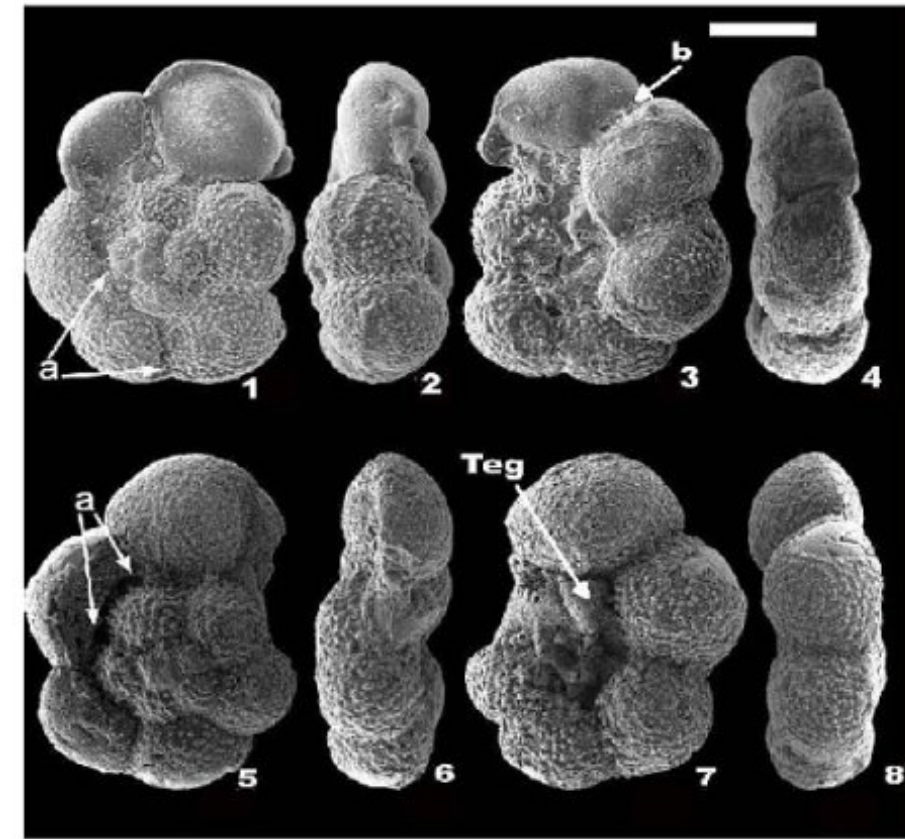


Figure 3A: *Pessagnoites ectorensis* AlShuaibi 2011. All figures are scanning electron micrographs of *Pessagnoites ectorensis*. Scale at upper = number of μm cited for each illustration. Holotype. **a** (arrows) point to sutural supplementary on spiral side of test. **b** (arrows) point to sutural supplementary on umbilical side of test. Sample **ECO2-4** from the Ector Member of the Austin Chalk. Scale = 161.5 μm . Paratype. **a** (arrows) point to sutural supplementary on spiral side of test. **TEG** (arrow) points to tegillum. All illustrations from AlShuaibi 2011 plate 1. Sample **ECO2-4** from the Ector Member of the Austin Chalk. Scale = 120 μm .

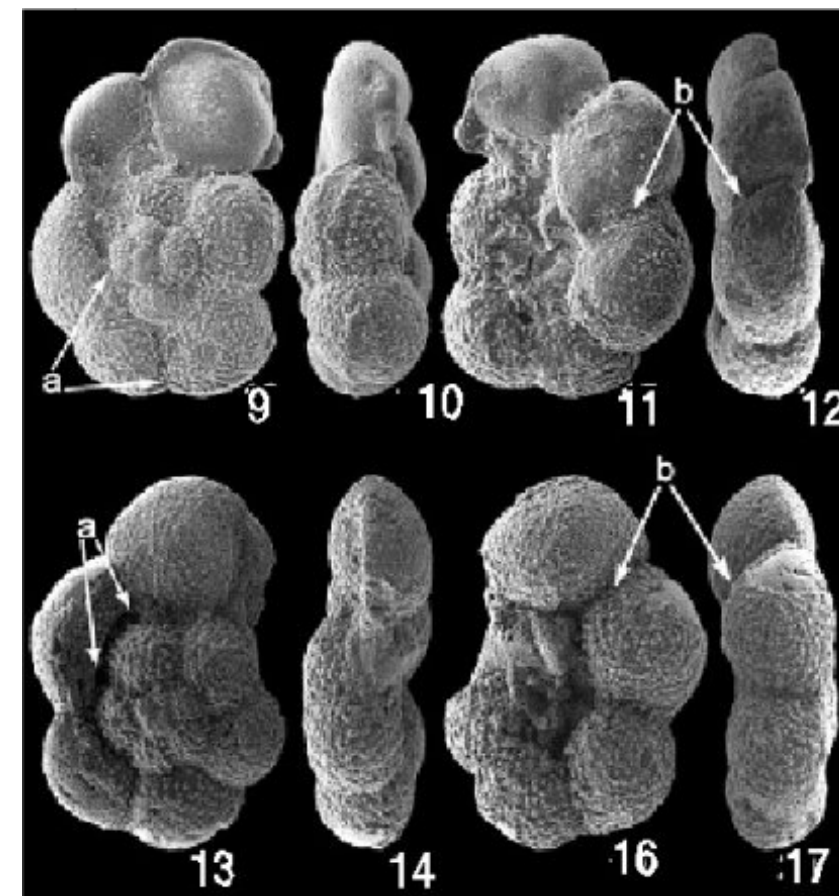


Figure 3B: *Pessagnoites mansfieldensis* AlShuaibi, 2011. Scanning electron micrographs. Scale in upper right = number of μm Figures 9-12. Holotype. **a** (arrows) points sutural supplementary on spiral side of test. **B** (arrows) point to sutural supplementary apertures on the umbilical side of test. **Teg** (arrow) points to tegillum. Sample from the Atco Member of the Austin Chalk sample WKB6A. Scale = 202 μm . Figures 13-17: Paratype: **a** (arrow) points to sutural supplementary apertures on the umbilical side of the test. Ector Member of the Austin Chalk. Sample ECO2-4. Scale = 168.8 μm .

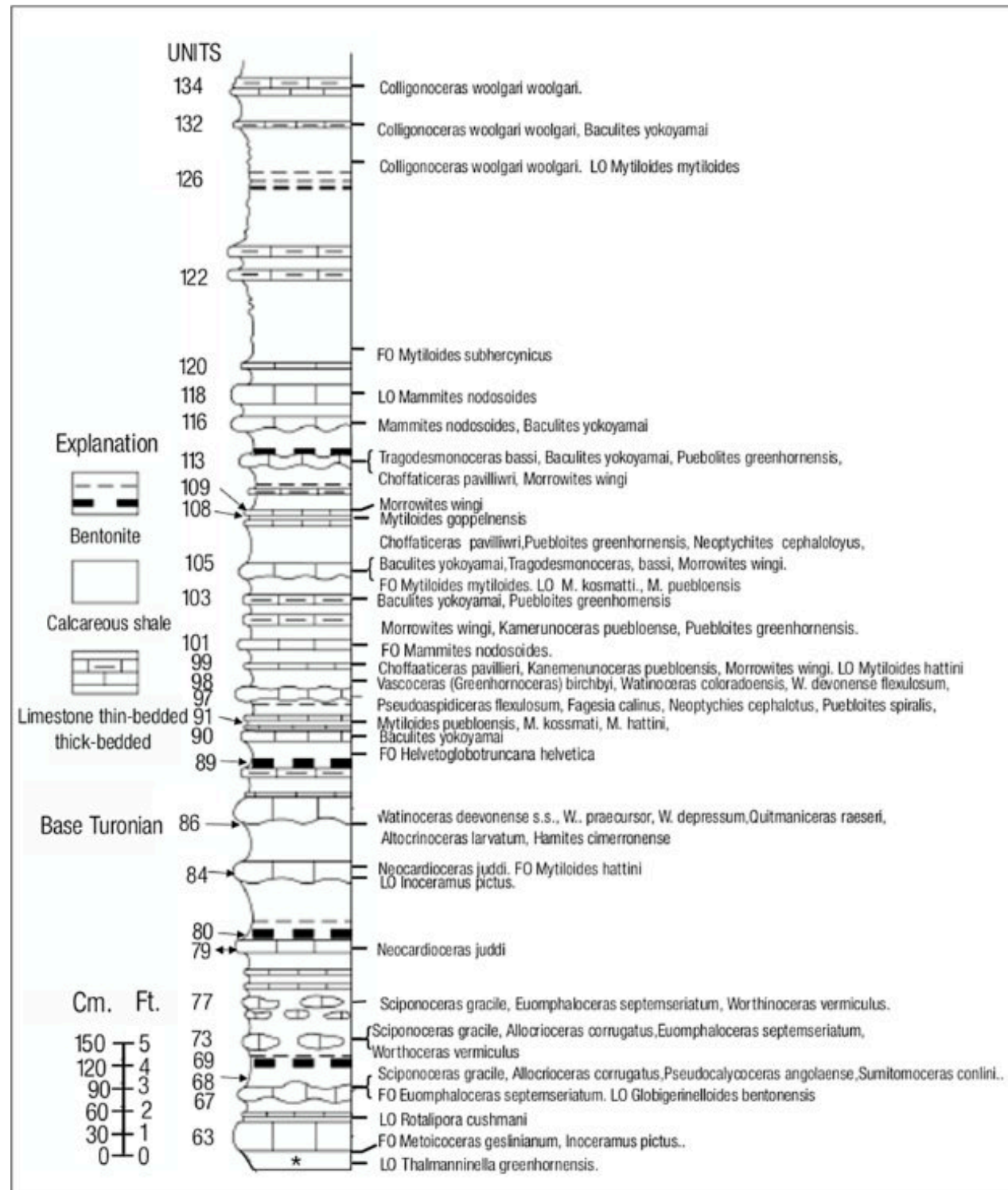


Figure 4: Boundary stratotype for Turonian. Bridge Creek Member of the Greenhorn Limestone at the north side of the Pueblo Reservoir State Recreation Area. Modified from Kennedy et al., 2005, Figures 5, 9; p. 96-99. Note that the FO and LO of important planktonic foraminiferal taxa in Greenhorn Limestone and uppermost part Hartland Limestone are in conflict with those of the same taxa in San Felipe Formation at La Boca Canyon, Sierra de La Silla, Coahuila, Mexico.

been well-documented by Brown and Pierce (1963) who noted the presence of 34 distinct bentonite layers in the interval from 252f to 322f (107 to 98m) in the Socony Mobil Core of the Eagleford at Duncanville, Texas. We also exclude the calcareous siltstone and sandstone of the Tarrant Formation from the Eagleford Group because this unit is genetically related to the Woodbine Formation.

In the past, many workers (e.g., Sellards et al., 1932) indicated that the Arcadia Park Formation consists of buff-weathering medium gray calcareous silty to sandy flagstone. However, these beds represent local channel deposits that cannot be followed along strike along the White Rock Escarpment (e.g., near Cedar Hill along Mansfield Road east of Locality D3 of Powell et al., 1970). At Locality D2 of Powell et al. (1970), the lower 6f (1.8m) of strata are assigned to the Britton Formation as defined above (See Figure 7A). These strata contain a rich planktonic foraminiferal assemblage characterized by the abundance of *Anaticinella multiloculata* and *Rotalipora cushmani* and the co-occurrence of *Thalmanninella appenninica*, *T. greenhornensis*, *Dicarinella deformis* (Gandolfi), *Rotundina stephani*, and *Globigerinelloides bentonensis* (Data from Powell et al., 1970 and from subsequent observations by the senior author). The overlying Arcadia Park Formation is characterized by the presence of *Thalmanninella greenhornensis*, *Dicarinella imbricata* and *Globigerinelloides bentonensis* (Data from Powell et al., 1970 and Longoria personal communication, 2022).

McLennan County.

In core samples from Socony Mobil Atco Corehole Number 18 at the Atco Cement Quarry, Pessagno (1969, Pl. 7, fig. 39a) recorded *Thalmanninella appenninica*, *T. greenhornensis*, and *Rotalipora cushmani* in sample TX 357 (Eagleford Group, Lake Waco Formation) 200f (61m) below the base of the Atco Member of the Austin Chalk. Pessagno also recorded the presence of *Rotalipora cushmani* in sample TX 358 at 210f (64m) below the base of the Atco. Powell et al. (1970, p. A58) recorded the presence of *Rotundina stephani*, *Thalmanninella greenhornensis*, and *Rotalipora cushmani* in the Lake Waco Formation and *Whiteinella archaeocretacea*, *W. inornata*,

W. holzi, *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Dicarinella canaliculata*, *D. indica*, *Marginotruncana angusticarinata*, *M. renzi*, and *M. sigali* in the overlying South Bosque Shale.

Bexar County.

In Bexar County at Salado Creek and Blanco Road massively bedded light gray micritic Buda Limestone crops out in the bed of Salado Creek (See figure 6B). The Buda Limestone is overlain by 20f (6m) of strata assignable to the Eagleford Group (undifferentiated). Only the upper 5f (1.5m) of Eagleford strata are exposed although the entire succession could undoubtedly be accessed by coring or trenching. The upper 5f (1.5m) of the Eagleford consists of thin-bedded flaggy micrite which weathers buff and is interbedded with light gray to buff colored highly calcareous mudstone. A bentonite horizon occurs 3f (0.91m) below the highly burrowed disconformable contact with the overlying Atco Member of the Austin Chalk. The basal Atco consists of very massive, buff-colored silty to aphanitic chalk interbedded with very thin layers of buff-colored calcareous mudstone.

Figure 6B shows the distribution of planktonic foraminifera in the upper 5f (1.5m) of the Eagleford Group and in the lower part of the overlying Austin Chalk. The basal Austin Chalk is assignable to the lower Turonian and represents the oldest Austin Chalk in Texas. Figure 7C shows the correlation of Composite Zone 6A with the ammonite and inoceramid zones of the upper Cenomanian of the Western Interior. Note that *Inoceramus pictus* makes its LO in the lower part of bed 84 of the Bridge Creek Member of the Greenhorn Limestone 7.8f (2.4m) above the FO of double-keeled *Globigerinacea* (Primary Marker Event PME5; see figure 6A and figure 2A). As previously noted, this horizon can be recognized in Mexico at La Boca Canyon. Also note that the LO of *Neocardioceras juddi* and the FO of *Mytiloides hattini* occur in the upper part of bed 84 in Turonian boundary stratotype section. These data indicate there is only a very slight hiatus associated with the disconformity between the upper part of the Eagleford Group and the overlying Atco Member of the Austin.

The base of Superzone 5, Zone 5B is difficult to recognize at the boundary stratotype of the Turonian:

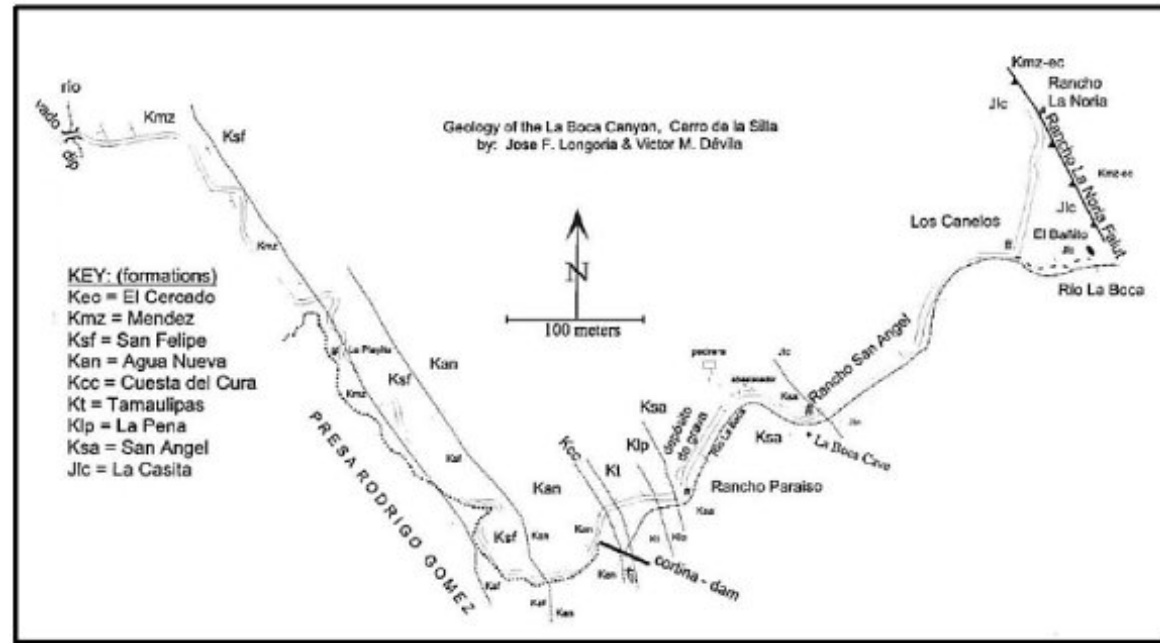


Figure 5A: Index map to Boca Canyon. From Longoria and Davila (1979).

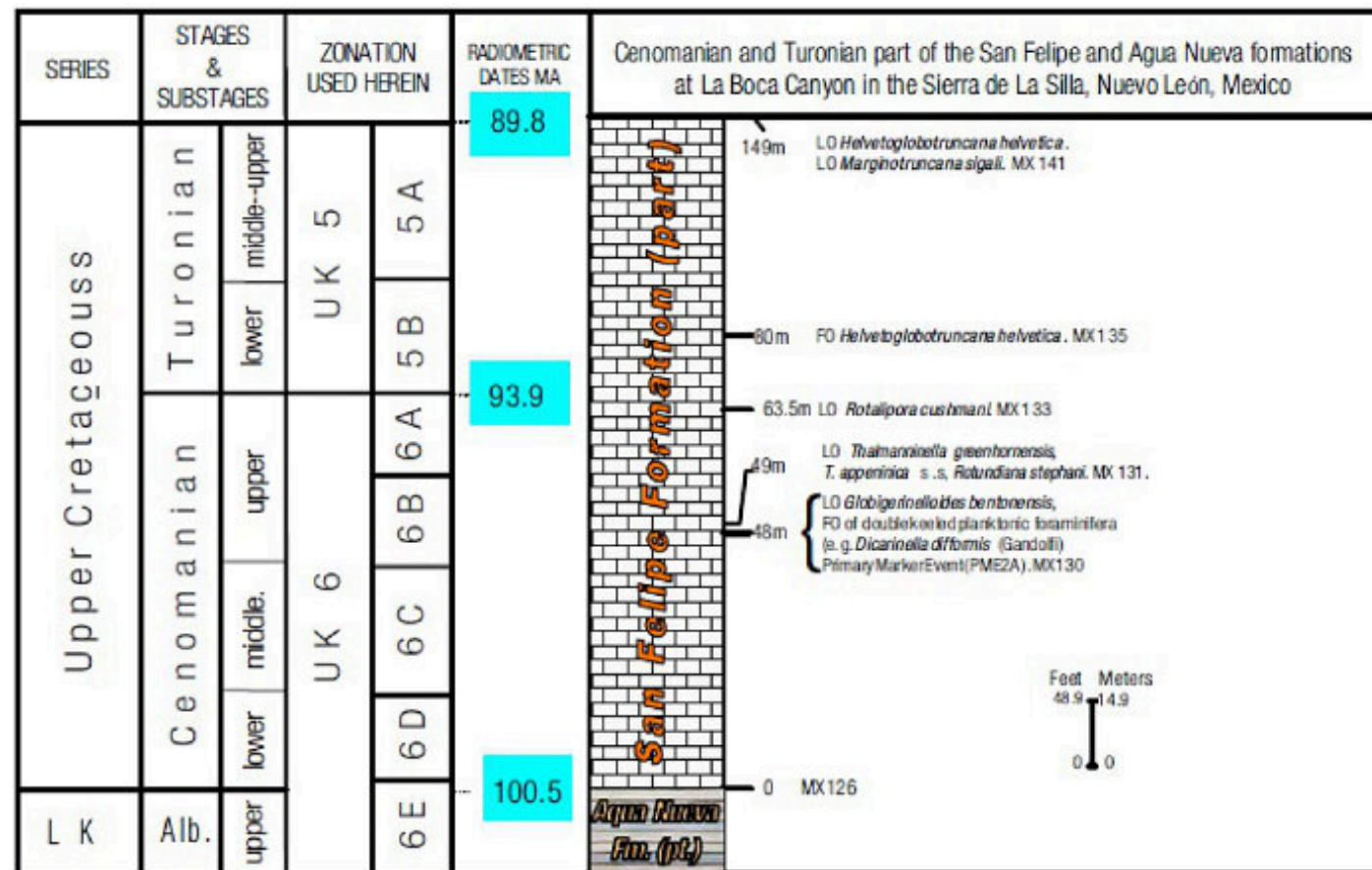


Figure 5B: San Felipe Formation at La Boca Canyon.

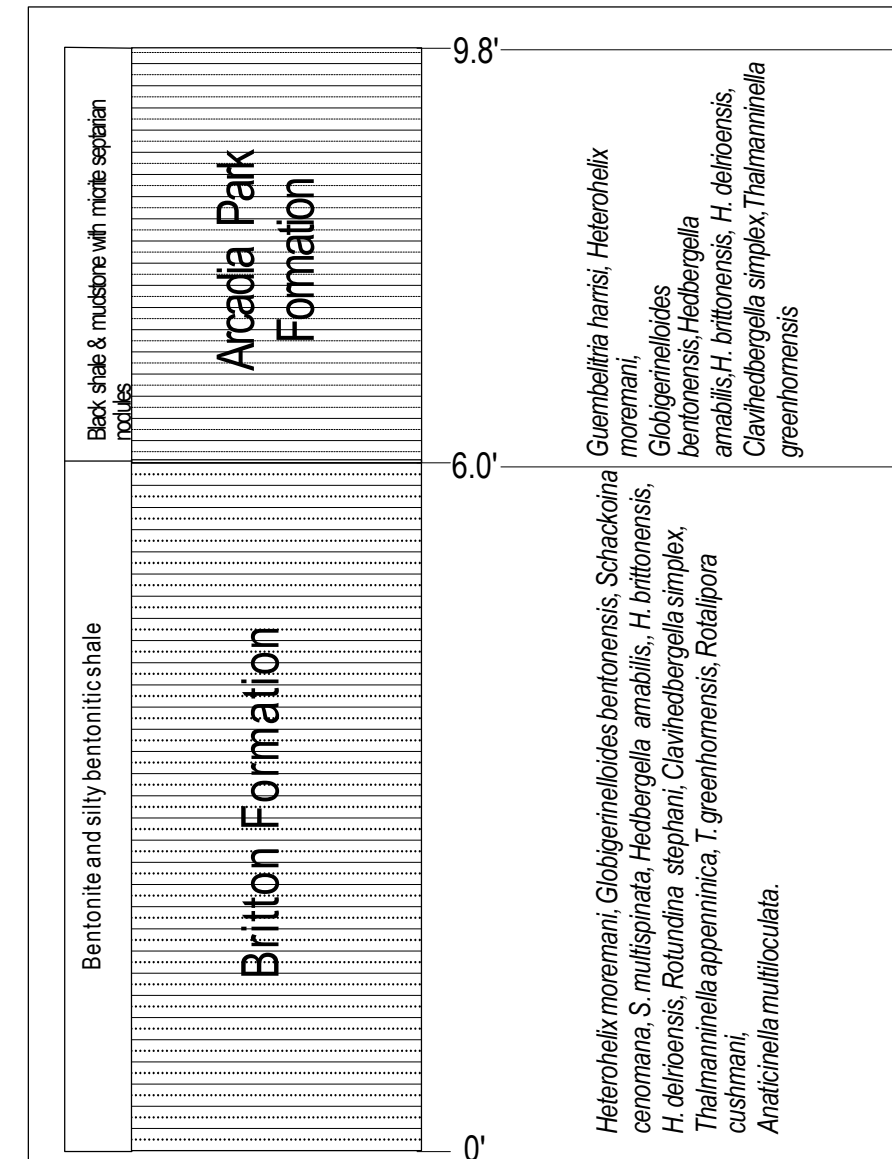


Figure 6A: Index map showing location of locality D2 of Powell et al. (1970) & Figure 6B: Locality D2 of Powell et al. (1970). Contact between Britton Formation and Arcadia Park Formation at Locality D2 of Powell et al. (1970). Planktonic foraminiferal data from Powell et al. and from Pessagno in subsequent years. Note that we restrict the Britton Formation to the interval with bentonite and the overlying Arcadia Park to black calcareous to siliceous shale and mudstone containing common medium to dark gray micritic septarian nodules.

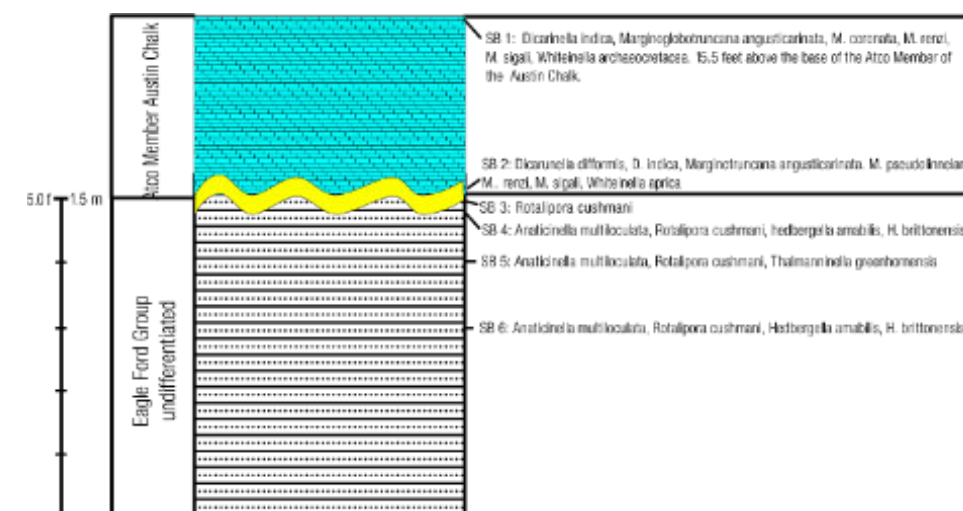


Figure 6B: At this locality massively bedded light gray weathering Buda Limestone crops out in the bed of Salado Creek in Bexar County, Texas. The Buda is overlain by 20 feet of strata assigned to the Eagle Ford Group undifferentiated.

1. Because primary taxon, *Helvetoglobotruncana helvetica*, has been misidentified by various workers;
And;

2. Because its FO occurs above the FO of *Watinoceras devonense* s.s. in Bed 86.

Cenomanian-Turonian strata at La Boca Canyon, Sierra de La Silla, Nuevo Leon, Mexico

The base of the Turonian and the base of Superzone 5 can be recognized at La Boca Canyon in the Sierra de La Silla, Nuevo Leon Mexico. At this locality, Pessagno (1969, pl. 21) found the FO of *Helvetoglobotruncana helvetica* at 264f(80m) above the base of the San Felipe Formation in sample MX 135. The top of Superzone 5, Zone 5A occurs at 489f(149m) above the base of the San Felipe Formation in sample MX 146.

Superzone 5 in the Turonian of Texas

Terrell County.

At Lozier Canyon in Terrell County the Eagleford Group is represented by the Boquillas Formation. Pessagno (1969, p. 62) divided the Boquillas at this locality into a lower Rock Pens Member and an upper Langtry Member. The Rock Pens Member consists of 150f(45.6m) of medium gray calcareous siltstone and sandstone flagstone together with micrite flagstones. The Langtry Member includes 38f(11.5m) of thin-bedded chalk and interbedded chalky mudstone weathering buff. These beds pinch out laterally. The contact between the Langtry Member and the overlying Atco Member of the Austin Chalk is gradational. Pessagno (1969) placed the contact between the Eagleford and Austin Chalk at the first occurrence of massive chalk beds which are continuous laterally. The Atco Chalk at this locality consists of medium gray massively bedded indurated chalk which weathers white.

The Langtry Member at Lozier Canyon is assignable to the uppermost Turonian and contains a planktonic foraminiferal assemblage characterized by the presence of *Whiteinella archaeocretacea*, *W. inornata*, *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Dicarinella canaliculata*, *Marginotruncana coronata*, *M. renzi*, and *Marginotruncana sigali* (Pessagno 1967, p. 62).

The planktonic foraminiferal assemblage of the Atco Member of Austin will be discussed under the calibration of the Coniacian in subsequent pages.

Kinney County

According to Pessagno (1969, p. 62) the Boquillas Formation (Eagleford Group) includes both the Rock Pens Member and the Langtry Member at Sycamore Creek in Kinney County 11mi (7.2 km) southeast of Del Rio. Both members are the same lithologically as they are in their type area at Lozier Canyon (See above). The contact with the overlying Atco Member of the Austin Chalk is again gradational as is it at Lozier Canyon. The basal 61.5f(18.7m) of this succession are assignable to the Rock Pens Member and the upper 38f(11.5m) are assignable to the Langtry Member.

Ammonites cited by Cobban et al. (2004, 2008) include *Prionocyclus novimexicanus*, *Prionocyclus wyomingensis*, and *Prionocyclus maccombi*. This interval is correlative with calcareous nannofossil zone CC12 of Sissingh (1977). Figures 7A and 7B show the geochronometric and geochronologic calibration of composite Superzones 5 and 6 and the interrelation of this zonal unit with the ammonite and inoceramid zones of the Western Interior at Pueblo, Colorado.

Chronostratigraphic Calibration of Coniacian Superzone 4

The base of Superzone 4 corresponds closely to the FO of *Cremnoceramus deformis erectus* [= *Cremnoceramus rotundatus*]. This taxon has been selected by the International Subcommission on Cretaceous Stratigraphy as the basis for marking the base of the Coniacian. A boundary stratotype (GSSP) was selected for the Turonian-Coniacian boundary in 2021 at the Salzgitter-Salder Quarry (Lower Saxony). Auxiliary sections were selected at Slupia, Central Poland; Střeleč, Czech Republic; and El Rosario, NE Mexico.

Superzone 4 in Mexico

Superzone 4 can be recognized in Mexico at Peregrina Canyon north of Ciudad Victoria (Tamaulipas, Mexico) and at Boca Canyon southeast of Monterrey (Nueva Leon, Mexico). It is exposed in its entirety at Boca Canyon (See Pessagno, 1969). Inoceramids, which have not been studied to date, occur in these Mexican successions.

Superzone 4 strata in the Coniacian of Texas.

Val Verde County and Brewster County.

In Texas the base Superzone 4, Zone 4B occurs in the Atco Member of the Austin Chalk at Pinto Creek in Val Verde County. At this locality the contact between the Austin Chalk and underlying Boquillas Formation (Eagleford Group) is gradational and conformable (See Pessagno, 1969; Powell et al., 1970; Smith, 1981; Graham, 1995; and Holloway, 1999). The studies by Smith and Graham indicate that base of Superzone 4 along the Rio Grande corresponds closely to the FO of *Cremnoceramus deformis erectus* and the lower Coniacian ammonite, *Prionocyloceras gabrielse*. Smith included all of the strata above the base of the Atco Member of the Austin Chalk and below the FO of *Dicarinella concavata* s.s. in his *Lucianorhabdus cayeuxii* Zone (calcareous nannoplankton). Graham (1995) presented data that indicates that the top of Superzone 4 occurs immediately below the FO of *Cladoceramus undulatoplitcatus* at Chisos Pen and Terilingua Creek (Big Bend area, Brewster County) in strata assignable to the San Vicente Member of the Boquillas Formation.

Planktonic foraminifera occurring at the base of Superzone 4, Zone 4B and the Atco Member of the Austin Chalk can best be seen in South Texas at Pinto Creek in Val Verde County. The planktonic foraminifera that Pessagno (1969, p. 70, pl. 42) recovered from the Atco Member of the Austin Chalk are shown in Figure 9 herein.

Dallas, Ellis, Grayson counties

According to AlShuaibi (2006, p. 59) both the lower and upper limits of Zone 4A can be seen in Dallas County just north of the intersection of Pleasant Run Road with Ten Mile Creek (See figure 10A herein). The lithologic succession at this locality according to AlShuaibi (2006, p. 29) includes the conformable contact between the upper part of the Atco Member and the lower part of the Bruceville Member of the Austin Chalk. The Atco consists of massively bedded bluish-gray chalk which weathers buff ranging in thickness from 0.98f(0.3m) to 3.28f(1 meter). The overlying Bruceville consists of 8.2f(2.5m) of bluish-gray buff weathering chalky mudstone. At this locality, the base Zone 4A is marked by the FO of *Dicarinella concavata*

s.s., *Hastigerinoides subdigitata*, *H. watersi*, *Globotruncana bulloides*, and *G. fornicata*. Moreover, the top Superzone 4, Zone 4A occurs at the LO *Pessagnoites ectorensis* (See Figure 3A) and immediately below the FO of *Cladoceramus undulatoplitcatus* and *Hastigerinoides alexanderi*. AlShuaibi indicated that all Zone 4A planktonic foraminiferal samples (PPR 1-8) occur in the upper part of the Atco Member (See figure 10B).

At Choctaw Creek (Grayson County) in northeast Texas, Smith (1981, p. 18) established that the base of his *Lucianorhabdus cayeuxii* Zone (calcareous nannofossils) corresponds to the base of the Ector Member of the Austin Chalk above its conformable contact with the underlying strata of the Eagleford Group. No megafossil or planktonic foraminiferal data were presented by Smith for the Choctaw Creek locality. It should be noted that the construction of a new highway obliterated Smith's outcrop. AlShuaibi (2006) demonstrated that Superzone 4, PMT *Pessagnoites ectorensis* occurs at the base of the Ector Chalk Member of the Austin Chalk at Hayden Hall Road near Bells (Grayson County). At West Kiest Boulevard in Dallas (Dallas County), AlShuaibi (2006, p. 175) recorded *Cremnoceramus deformis erectus* near the base of the Atco Member of the Austin Chalk 3.6f(1.1m) above its disconformable contact with the underlying Eagleford Group (Arcadia Park Formation). At Cedar Hill (Ellis County), AlShuaibi (2006, p. 68) recorded *Pessagnoites ectorensis* 1.0f(0.6m) above the base of the Atco and *Cremnoceramus erectus* 1.6f(0.5m) above the base of the Atco Member and its disconformable contact with the underlying Arcadia Park formation. Smith (1981) assigned the lower part of the Atco to the lower part of his *Lucianorhabdus cayeuxii* Zone (calcareous nannofossil) at Cedar Hill.

Figures 7A-7B show the geochronometric and geochronologic calibration of composite Superzone 4 and the interrelation of this zonal unit with the ammonite and inoceramid zones of the Western Interior at Pueblo, Colorado southwestern New Mexico and trans-Pecos Texas.

Chronostratigraphic Calibration of lower to upper Santonian Superzone 3, Zone 3A.

The GSSP for the Santonian stage occurs in Northern Spain. It is located at 94.4 m(310f) of the Cantera de Margas Quarry, Olazagutia (Navarra, Northern Spain: 42° 52' 05.3" N, 2° 11' 40" W and marked by the FO of the Inoceramid *Platyceramus undulatoplitcatus*.

Superzone 3 is well-represented in the Austin Chalk throughout Texas. It occurs in the Atco Member of the Austin Chalk at Cow Creek, Val Verde County (Pessagno, 1969; Graham, 1995; Holloway, 1999); in the San Vicente Member of the Boquillas Formation and in the Pen Formation in the Big Bend area (Graham, 1995); and in the Atco, Bruceville, and Bonham Members of the Austin Chalk in Dallas and Grayson counties (Alshuaibi, 2006).

The top of Zone 3C and the base of Zone 3B. This horizon can be observed at Chisos Pen locality CP2 in samples CP2-4 and CP2-5 of Graham (1995, p. 82; 399-402; figure 47) which occur respectively at 25f(7.7 m) and 35f(10 m) above the base of the section.

The base of the Santonian and Superzone 3, Zone 3C is very well exposed at Ten Mile Creek, Dallas County, Texas. (See Alshuaibi, 2006 and figures 8A-8B herein); moreover, it occurs immediately above the LO of *Cremnoceramus difformis erectus* and *Pessagnoites ectorensis* and immediately below the FO of *Cladoceramus undulatoplitcatus* and PMT *Hastigerinoides alexanderi*. Figure 8B shows Alshuaibi's Ten Mile Creek measured section of the Atco and Bruceville members of the Austin Chalk. Alshuaibi presented data that indicates that the base of Zone 3B and the first occurrence of *Hastigerinoides alexanderi* occur in his sample PRR 9.

7A-7C show the geochronometric and geochronologic calibration of composite Superzone 3 and the interrelation of this zonal unit with the ammonite and inoceramid zones of the Western Interior at Pueblo, Colorado, southwestern New Mexico and trans-Pecos Texas.

Chronostratigraphic Calibration of lower Campanian to lowermost Maastrichtian Superzone 2.

The Campanian working group (International Subcommission of Cretaceous Stratigraphy) tentatively utilizes the LO of the microcrinoid *Marsupites testudinarius* to define the base of the Campanian

(International Subcommission on Cretaceous Stratigraphy, 2004). Accordingly, the base of Superzone 2 occurs below the LO of *Marsupites testudinarius* in the uppermost Santonian and corresponds to three primary marker events (See figures 2A, 2C):

PME10: FO of Globotruncanids with a single keel (Globotruncanita).

PME11: FO of Heterohelicids with biserial early stage followed by spherical multiserial chambers arranged in a single plane.

PME12: FO of Globotruncanids with a Type 3 double keel (sensu Pessagno 1967;

Globotruncana linneiana and *Globotruncana rosetta*).

These three primary marker events together with the LO of the microcrinoid *Marsupites testudinarius* offer an excellent place for establishing a boundary stratotype.

PME 13: The LO of Globigerinacea with extraumbilical non-umbilical primary apertures and loose trochospiral coiling and the LO of PMT *Marginotruncana* spp. and *Whiteinella* spp. PME 13, in particular, represents a tremendous change in the evolutionary history of planktonic foraminifera.

Figures 7A-7C show the geochronometric and geochronologic calibration of composite Superzone 2, Zone 2, Subzone 2E₁ and the interrelation of these zonal units with the ammonite and inoceramid zones of the Western Interior at Pueblo, Colorado southwestern New Mexico and trans-Pecos Texas.

Chronostratigraphic Calibration of lower Campanian to Upper Campanian Superzone 2, Zones 2D, 2C, and 2B.

In Texas, the base of Superzone 2, Zone 2, Subzone 2D₁ is well exposed north of the Highway 290 bridge over Little Walnut Creek near Austin, Travis County, Texas. Here, the top of Zone 3A occurs in the uppermost part of the Dessau Member of the Austin Chalk at the base of the section in the creek bed (See Figure 11). As noted in Figure 11, *Globotruncanita stuartiformis* occurs in sample LWC1 along with *Dicarinella concavata* s.s. and double-keeled species of *Marginotruncana*. Previous studies by Pessagno (1967) as well as by Powell et al. (1970) demonstrate that *Globotruncanita* does not occur below this horizon in the

Series	Stage	Superzone	Zone	Subzone	Geochronometry in Ma See Gladstein et al. 2012	Ammonite Zones of the Western Interior after Cobban et al. 2005, 2008	Inoceramid Zones of the Western Interior after Cobban et al. 2005, 2008	
Paleogene	Danian	DAN			66.0			
U p p e r C r e t a c e o u s	Maastrichtian	upper	UK 1	1A		NOT CITED	NOT CITED	
		low		1B	1B ₁			
	Campanian	upper	UK 2	2A	2A	72.1		
				2B				
		lower	UK 2	2C	2C ₁			
				2D	2D ₁			
	Santonian	lower	UK 3	3A	2D ₂	83.6		
		upper						
	Coniacian	lower	UK 4	3B		86.3		
		upper						
	Turonian	low. m.-up.	UK 5	5A		89.8		
		low.						
Cenomanian	upper	UK 6	6A		93.9			
	mid.		6B					
	low.		6C					
			6D					
L K	Alb.		6E		100.5			

Figure 7A: Correlation of planktonic foraminiferal composite zones with ammonites and Inoceramids of the Western Interior.

Series	Stage	Superzone	Zone	Subzone	Geochronometry in Ma See Gladstein et al. 2012	Inoceramid Zones of the Western Interior after Cobban et al. 2005, 2008	Provisional Ammonite Zonation Southwest New Mexico and Trans-Pecos Texas Cobban et al. 2008	
U p p e r C r e t a c e o u s	Paleogene Danian	DAN	1A	1B ₁	66.0	NOT CITED	NOT CITED	
								Maastrichtian
	low	UK 2	2A	2A _{2A}	72.1	NOT CITED	NOT CITED	
	Campanian		upper	2B	2C			2D ₁ 2D ₂
		low	2D	UK 3		3A	86.3	
	Santonian	upper	UK 4		4A	4B		89.8
		low		5A			UK 5	
	Coniacian	upper	UK 6	6A	6B	100.5		NOT CITED
		low					6C	
	Turonian	m.-up.	UK 5	5A	5B	93.9	NOT CITED	NOT CITED
		low						
	Cenomanian	upper	UK 6	6A	6B	100.5	NOT CITED	NOT CITED
		mid.						
	Alb.	up.	UK 6	6A	6B	100.5	NOT CITED	NOT CITED
		low						
	LK	up.	UK 6	6E	6D	100.5	NOT CITED	NOT CITED

Figure 7B: Correlation of planktonic foraminiferal composite zones with ammonites and Inoceramid zones of the Western Interior, New Mexico, and Transpecos Texas.

Informal Chronostrat. Division	P. forams after Cobban et al. 2006, 2008	AMMONITE ZONES OF THE WESTERN INTERIOR after Cobban et al. 2006, 2008	INOCERAMID ZONES OF THE WESTERN INTERIOR after Cobban et al. 2006, 2008
upper Cenomanian part	Composite Zone 6A herein	Neocardioceras juddi	Mytiloides hattini
		Nigericeras scotti	
		Buroceras clydense	Inoceramus pictus
		Skiponoceras gracile	
		Vascoceras dicrtianum	

Figure 7C: Correlation of Composite Zone 6A with upper Cenomanian ammonite and Inoceramid zones of the upper Cenomanian (part) of the Western Interior. Note that Inoceramus pictus makes its LO in the lower part of bed 84 in the Bridge Creek Member of the Greenhorn. Limestone at the boundary stratotype for the Turonian near Pueblo, Colorado (See Figure 4). Also note that the LO of Neocardioceras juddi and the FO of Mytiloides hattini occur in the upper part of bed 84.

Dessau. The overlying Burditt Member consists of buff weathering mudstone and is 17.5f(5.3 m) thick. The base of the overlying Brownstown Member of the Taylor Formation occurs at 18.0f(5.4 m). The Brownstown consists of medium gray calcareous mudstone and contains a planktonic foraminiferal assemblage assignable to Zone 2D and the base of Subzone 2D₂ (See Figure 2C). These strata are marked by the FO of PMT *Rugoglobigerina tradinghousensis*. At Dallas, the base of Superzone 2 and its contact with underlying Superzone 3, Zone 3A can be best seen at Wilmer, Dallas County. Here, Pessagno et al. (Maya Revista in Geosciencias, 2023) assigned the lower part of their Waxahachie Member of the Austin Chalk to the uppermost Santonian (See figures 2A, 2C herein) and

to Composite Zone 3A. Moreover, they assigned the base of the overlying Brownstown Member of the Taylor Formation to the lower Campanian Superzone 2, Zone 2D₂. These workers also indicated that the contact between the Austin Chalk and the overlying Brownstown is gradational. The Waxahachie Member at its unit stratotype locality at the spillway to Lake Waxahachie, Ellis County, Texas consists of 59f(18m) of indurated medium-bedded chalk (2.9f/0.9m) to (4.9f/1.5m) interbedded with medium to thin-bedded (1f/0.3m to 1.9f/0.5m) chalky mudstone that crop out in the creek downstream from the spillway. Austin strata here are white to buff when weathered and bluish-gray when fresh. The overlying strata of Brownstown Member of the Taylor Formation are assignable to lower

Campanian Superzone 2 and Zone D₂ and consist of medium gray calcareous mudstone that weathers buff and are marked by the FO of *Rugoglobigerina tradinghousensis*. This horizon can also be seen at the White Cliffs of the Little River in southwestern Arkansas at locality AR7A1, AR7A2 (See Pessagno, 1969). Here, Pessagno recovered the following planktonic foraminiferal species from these samples: *Globotruncana bulloides*, *G. fornicata*, *G. lapparenti s.s.*, *Archaeoglobigerina blowi*, *A. cretacea*, *Globigerinelloides prairehillensis*, *Pseudoguembelina costulata*, and *Ultraventalabrella glabrata* that are assignable to lower Campanian Superzone 2 and Zone D₂. The base of upper Campanian Zone 2C occurs in the Ozan Member of the Taylor Formation; the Ozan consists of 36f(11 m) of tan silty micaceous mudstone. Sample AR2 occurs 24f(7 m) below the base of the overlying Annona Chalk.

2. Base of upper Campanian Zone 2C.

The base of Zone C is marked by the FO of PMT *Globotruncana plummerae*. This horizon can be seen at White Cliffs of the Little River in southwestern Arkansas at locality AR3 in the Ozan Formation (See Pessagno, 1969, p. 104) and in the upper and middle portion of the Wolfe City Sand in McLennan and Falls County (Pessagno 1967, p.352). Sample AR3 is situated 3f(0.9m) below the contact with the Annona Chalk. It contains the following planktonic foraminifera: *Globotruncana arca*, *G. fornicata*, *G. lapparenti s.s.*, *G. plummerae*, *Archaeoglobigerina cretacea*, *Globigerinelloides multispina*, and *G. prairehillensis*.

3. Base of upper Campanian Zone 2B.

At the new Global Stratotype Section and Point (GSSP) established by the Maastrichtian working group near Dax (Tercis les Bains, southwest France), this interval is included in the upper Campanian and is correlative with part of the Hyatti Zone (ammonites) (See Odin and Lamaurelle, 2001).

The base of Zone 2B is marked by the FO of PMT *Globotruncanita calcarata*, *Globotruncana hilli*, and *G. ventricosa* (See figure 2C herein).

The base of Zone 2B is well represented in the Mendez Shale s.s. in the Tampico Embayment Area of Mexico in

core samples from Petroleos Mexicanos well Bustos Number 1 situated 79m (24k) S12°E of Tampico, Mexico (See Pessagno, 1967, 1969). The FO of PMT *Globotruncanita calcarata* occurs in core sample MX 180 (1216.0-1223.5 m). This sample also contains *Globotruncanita stuartiformis*, *Globotruncana arca*, *G. bulloides*, *G. fornicata*, *G. linneiana*, *G. plummerae*, *G. rosetta*, *G. ventricosa*, *A. blowi*, *Rugotruncana subcircumnodifer*, *Martinella elongata*, *Heterohelix striata*, *Globigerinelloides multispina*, and *G. yaucoensis*.

The top of Subzone 2B is marked by the LO of *Globotruncanita calcarata* and *Globotruncana ventricosa*. In Southwestern Arkansas it can be observed at the White Cliffs of the Little River near Saratoga, Howard County, Arkansas in the upper part of the Annona Chalk. The Annona Chalk here consists of massively bedded cream-colored chalk that is 91f(28 m) thick. At this locality, sample AR6 occurs 82f(25 m) above the base of the Ozan Formation and contains *Globotruncanita calcarata*, *Globotruncana bulloides*, *G. fornicata*, *G. hilli*, *G. linneiana*, *G. plummerae*, *G. rosetta*, *G. stephensoni*, *Globigerinelloides multispina*, and *G. prairehillensis*.

Percival (1991) indicated that this interval is correlative in ascending order with his *Tetralithus sissingii* and *T. trifidus* zones (calcareous nannofossils) and to zones CC20 and CC21 zones of Sissingh (1977; see figure 8C herein).

7A-7B show the geochronometric and geochronologic calibration of composite Superzone 2, Zones 2D, 2C, 2B and the interrelation of these zonal units with the ammonite and inoceramid zones of the Western Interior at Pueblo, Colorado and southwestern New Mexico and trans-Pecos Texas.

Chronostratigraphic Calibration of Upper Campanian Zone 2A, Subzone 2A₄

The base of Zone 2A, Subzone 2A₄ occurs immediately above the LO of PMT *Globotruncanita calcarata* whereas its top is defined by the LO of PMT *Globotruncana hilli*.

The base of Subzone 2A₄ occurs in the Annona Chalk of Southwestern Arkansas at the White Cliffs of the Little River near Saratoga, Howard County, Arkansas. The LO of PMT *Globotruncanita calcarata* occurs in sample AR6 at the top of the Annona Chalk at its contact with overlying

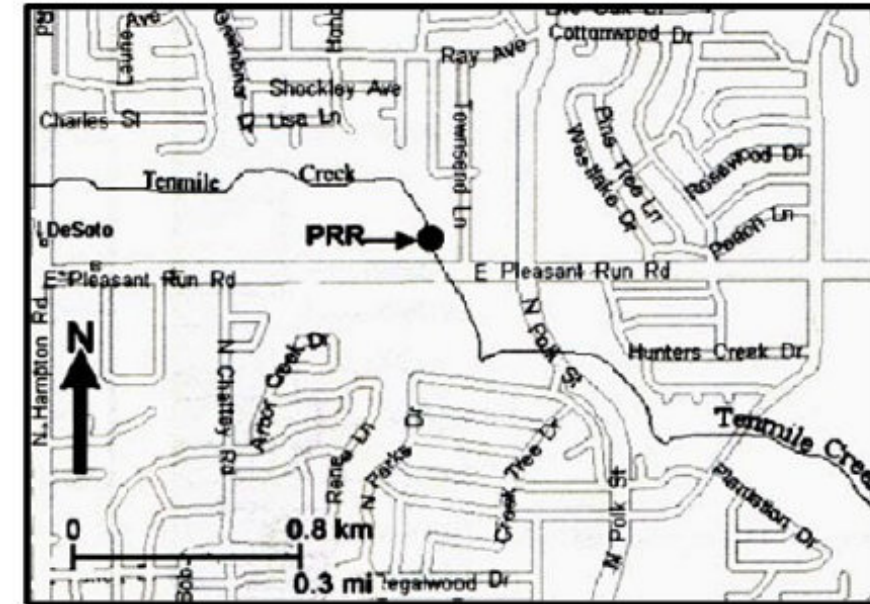


Figure 8A: Index map showing locality of Ten Mile Creek and east Pleasant Run Road. Modified from AlShuaibi (2006).

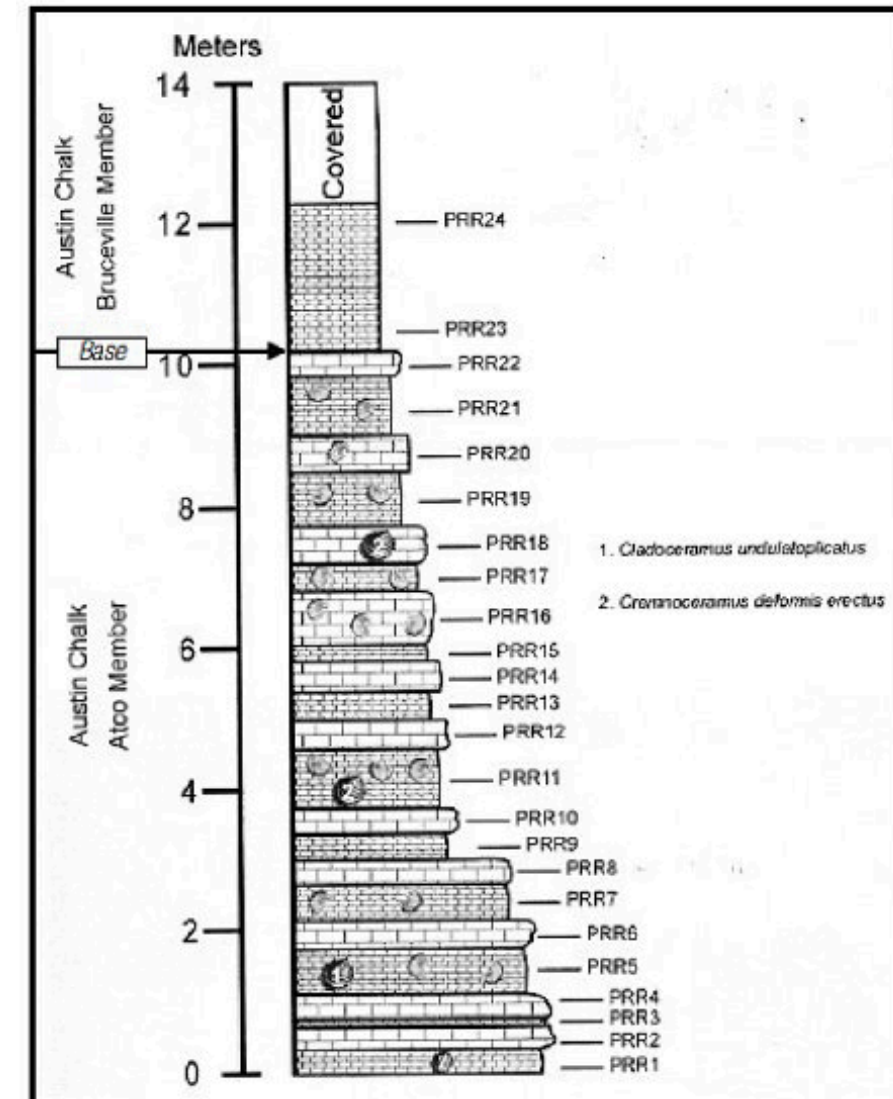


Figure 8B: Measured section of upper Atco and Bruceville members of the Austin Chalk. Note that all of Zone 4A is exposed at this locality in samples PPR 1-8 of AlShuaibi (2006).

SAMPLES	TX 36	TX 37	TX 38	TX 39	TX 40	TX 41
Planktonic Foram Taxa						
<i>Archaeoglobigerina cretacea</i>	C		A	A		
<i>A. blowi</i>			A	R		
<i>A. bosquensis</i>	C					
<i>Whiteinella archaeocretacea</i>		C				C
<i>Dicarinella canaliculata</i>						C
<i>D. concavata</i> s.s.			A			
<i>D. difformis</i>			A	R	R	
<i>D. indica</i>				C	R	
<i>Marginotruncana angusticarinata</i>			C		C	
<i>M. coronata</i>		A				
<i>M. pseudolinneiana</i>		C				
<i>M. renzi</i>		C	A	R	C	
<i>Globotruncana bulloides</i>						R
Feet/Meters above base of Atco Member of Austin Chalk	Base	7f (2m)	17f (5m)	22f (6.7m)	37f (11m)	45f (14m)

Figure 9: Planktonic foraminifera recovered by Pessagno (1969, p. 70, pl. 42) from the Atco Member of the Austin Chalk at Pinto Creek, Val Verde, Texas. Note that *Dicarinella concavata* s.s. occurs 17 f(13m) above the base of the base of the Atco in sample TX38. This horizon marks the base of Composite Zone 4A.

SAMPLES	LWC1	LWC2	LWC3	LWC4	LWC5	LWC6
PLANKTONIC FORAMINIFERAL TAXA						
<i>Archaeoglobigerina blowi</i>				X	X	X
<i>A. cretacea</i>					X	X
<i>Globotruncana arca</i>				X	X	
<i>G. bulloides</i>					X	
<i>G. fornicata</i>	X	X	X		X	X
<i>G. lapparenti</i>	X	X	X	X		
<i>G. rosetta</i>		X	X	X	X	
<i>Globotruncanita stuartiformis</i>	X			X	X	X
<i>Rugoglobigerina rugosa</i>					X	X
<i>R. tradingnousensis</i>					X	X
<i>D. concavata</i> s.s.	X	X	X			
<i>Marginotruncana angusticarinata</i>	X					
<i>M. sp. cf. M. coronata</i>				X		
<i>M. renzi</i>		X	X			
<i>Costelligerina frognotensis</i>	X					
<i>Ventilabrella glabrata</i>					X	X
Position in section	0	2.5f (.76m)	7.5f (2.3m)	17.5f (5.3m)	18.0f (5.4m)	23.5f (7.1m)
Lithostratigraphic unit	Member	Dessau	Burditt		Brownstown	
	Formation	Austin Chalk			Taylor Formation	

Figure 10: Planktonic foraminifera occurring at Little Walnut Creek north of Texas 290 bridge over Little Walnut Creek. Section includes Dessau and Burditt Members of the Austin Chalk and Brownstown Member of the Taylor Formation. Note that Young (1963) assigned the Dessau Member of the Austin Chalk to the lower Campanian Delawarella delawarensis Zone (ammonites). Data from Holloway (1999, p. 23, 242) and Pessagno (1969) and unpublished.

Marlbrook Formation. AR6 is situated 82f(25m) above the contact between the Annona Chalk and the underlying Ozan Formation.

The top of Subzone 2A₄ is represented by sample AR13 from the Marlbrook Formation just below the contact with the Saratoga Chalk. The Marlbrook consists of dark gray to bluish-gray calcareous mudstone which weathers chocolate brown. In its type area in Southwestern Arkansas the Marlbrook varies from 210f(63 m) to 220f(66 m) in thickness. The sample AR13 horizon is marked by the LO of PMT *Globotruncana hilli*. Associated planktonic foraminiferal taxa in AR13 include: *Globotruncana arca*, *G. bulloides*, *G. fornicata*, *G. lapparenti* s.s. (Sensu Pessagno 1967, 1969), *G. plummerae*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Rugotruncana subcircumnodifer*, *Globigerinelloides multispina*, and *G. prairehillensis*.

The top of Subzone 2A₄ corresponds to the upper boundary of Percival's (1991, p.68) *Tetralithus trifidus* Zone (Sissingh, 1977; calcareous nannofossils) and the top of Thompson's (1991) Zone E (planktonic foraminifera).

Chronostratigraphic Calibration of Upper Campanian Zone 2A, Subzone 2A₃

The base of Subzone 2A₃ occurs immediately above LO of PMT *Globotruncana hilli* in sample AR13 from the upper part of the Marlbrook Formation whereas the top of this unit occurs immediately below the FO of PMT *Rugotruncana subpennnyi* in sample AR16 from the upper part of the Saratoga Chalk. According to Pessagno (1969, p. 105), sample AR13 occurs in a road cut which is located 0.25mi(0.17 km) north of Saratoga on State Highway 355 just south of where a power line crosses the road. Sample AR16 occurs 17.5f(5 m) above the contact between the Marlbrook-Saratoga contact. It should be noted that the Saratoga Chalk at its type locality consists of 23.5f(7 m) of white silty chalk that grades upward into a sandy light gray mudstone. The top of the Saratoga rests disconformably beneath the overlying Nacatoch Sand (See Dane 1929, p. 100; Pessagno, 1969, p.105).

In the new Global Stratotype Section and Point (GSSP) established for the base of the Maastrichtian at Tercis les Baines, southwest France, this interval is correlative with part of the Hyatti Zone (ammonite).

Subzone 2A₃ is correlative with nannofossil Zones CC23, CC24, and CC25 calcareous of Sissingh (1977; see figure 8C herein).

Figure 6E shows the geochronometric and geochronologic calibration of composite Zone A, Subzone 2A₃ and its relationship to southwestern New Mexico and trans-Pecos Texas.

Chronostratigraphic Calibration of Upper Campanian Zone 2A, Subzone 2A₂

The base of Subzone 2A₂ is marked by the FO of PMT *Rugotruncana subpennnyi* whereas the top of Subzone 2A₂ occurs immediately above the LO of PMT *Globotruncana lapparenti* s.s. sensu Pessagno (1967, 1969) and immediately below the FO of PMT *Rugoglobigerina scotti* (See figure 2C).

In Southwestern Arkansas the FO of PMT *Rugotruncana subpennnyi* occurs in Saratoga Chalk sample AR16 at 17.5f(5.3 m) above the contact between the Marlbrook Formation and the overlying Saratoga Chalk. The top Subzone 2A₂, marked by the LO of PMT *Globotruncana lapparenti* s.s., and occurs in sample AR16 at 17.5f(5.3 m) above the base of the Saratoga. The overlying Nacatoch Sand only contains *Guembelitra cretacea* which makes its FO at the base of Superzone 1. It should be noted that *Guembelitra* is a neritopelagic taxon that only occurs in bathyal-pelagic, abyssal-pelagic, deep-sea deposits when it has been displaced by turbidity currents.

The FO of PMT *Rugoglobigerina scotti*, which is used to mark the top of Subzone 2A₂ and the base of overlying Subzone 2A₁, occurs in sample AR8 in the light gray to buff calcareous mudstone of the Arkadelphia Shale in a ditch on the west side of Route 355, 2.7 miles (1.8k) north of Fulton, Arkansas (Pessagno, 1969).

In southwestern Puerto Rico, *Rugoglobigerina scotti* occurs in reddish tan calcareous mudstone assignable to the Rio Yauco Formation in an exposure just northeast of the city of Yauco. A cluster of samples prefixed by PR789 occurs in a small syncline (See Pessagno, 1962, p. 355, Chart 4). The planktonic foraminifera occurring at this locality includes the following planktonic foraminiferal taxa: *Globotruncana bulloides*, *G. lapparenti* s.s., *G. gansseri*, *G. rosetta*, *G. stephensoni*, *Globotruncanita*

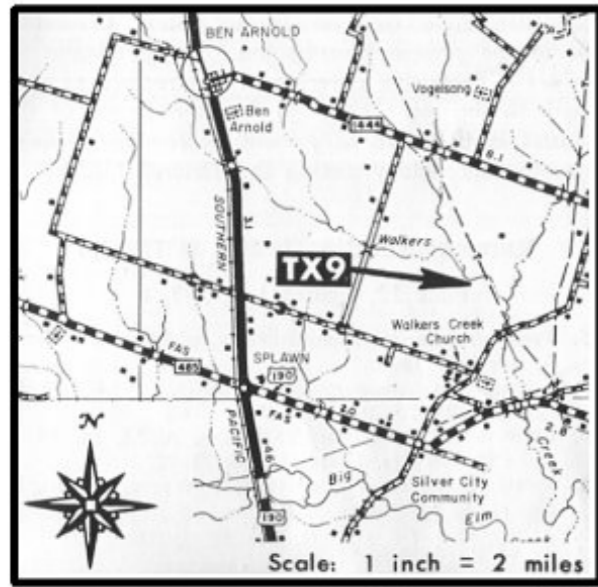


Figure 11B: Figure 12B: Index map showing Smith and Pessagno (1973) locality TX9.

TX9XC	TX9AC	TX9XD	TX9AD	TX9XE	Rare = R Common = C Abundant = A
A	A		C	A	<i>Guembeltria cretacea</i>
			R	C	<i>Gublerina robusta</i>
			R	A	<i>Heterohelix glabrans</i>
R	R	R	C	A	<i>H. navarroensis</i>
	R		R	A	<i>H. striata</i>
			C	A	<i>Planoglobulina brazoensis</i>
		R	C	A	<i>P. carseyae</i>
				A	<i>Pseudoguembelina cornuta</i>
			R	C	<i>P. costulata</i>
				C	<i>P. excolata</i>
R	R	C	A	A	<i>P. kempensis</i>
			R	A	<i>P. palpebra</i>
		R	C	A	<i>Pseudotextularia deformis</i>
			R	C	<i>P. elegans</i>
				C	<i>Racemiguembelina fruticosa</i>
				C	<i>R. powelli</i>
				R	<i>Ventilabrella multicamerata</i>
			R	C	<i>Globigerinelloides multispina</i>
	R	R	A	A	<i>G. prairehillensis</i>
			R	C	<i>G.(?) rosebudensis, n. sp.</i>
				C	<i>G. subcarinatus</i>
				C	<i>G. volutus</i>
			R	C	<i>G. sp. A</i>
R	R	R	R	A	<i>Loblichella hessi</i>
			R	C	<i>Globotruncana aegyptiaca</i>
				C	<i>G. arca</i>
				C	<i>G. conica</i>
				C	<i>G. duwi</i>
			R	A	<i>G. elevata</i>
			R	A	<i>G. gansseri</i>
			R	A	<i>G. stephensoni</i>
				C	<i>G. stuartiformis</i>
R	R	R	R	A	<i>G. trinidadensis</i>
				C	<i>Rugoglobigerina hexacamerata</i>
			R	C	<i>R. macrocephala</i>
			R	A	<i>R. milamensis</i>
				C	<i>R. pennyi</i>
				C	<i>R. reicheli</i>
			R	A	<i>R. rotundata</i>
R	R	R	C	A	<i>R. rugosa</i>
			R	A	<i>R. scotti</i>
	R		C	C	<i>Globotruncanella monmouthensis</i>
		R	R	A	<i>G. petaloidea</i>
				R	<i>G. sp. A</i>

Figure 11A: Faunal list from Smith and Pessagno (1973, Figure 8).

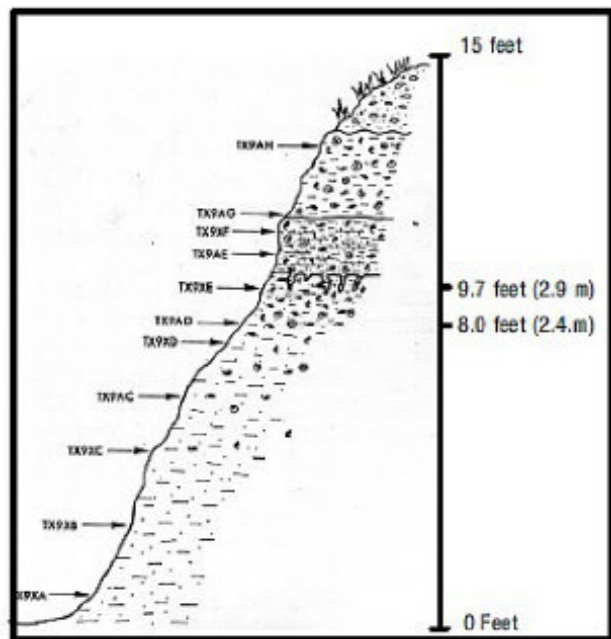


Figure 11C: Measured section of Corsicana Formation at Walker Creek locality TX 9 of Smith and Pessagno (1973).

stuartiformis, *G. subspinosa*, *Rugotruncana subpennyi*, *R. subcircumnodifer*, *Rugoglobigerina scotti*, *R. rugosa*, *Globotruncanella havanensis*, *G. mattsoni*, *Globigerinelloides yaucoensis*, *Heterohelix pulchra*, *H. punctulata*, *Pseudoglobigerina costulata*, and *Martinella nuttalli*. Forms assigned by Pessagno (1962, p. 362, pl. 4, text-figure 4) to *Globotruncanella conica* are reassigned herein to *Globotruncana stephensoni*. Moreover, forms figured as *Pseudotextularia elegans* are reassigned to *Martinella nuttalli*.

It should be noted that *R. scotti* occurs slightly above (level: 116.2), the FO of *Pachydiscus neubergicus* (level: 116.1) at the base of the Maastrichtian boundary stratotype section at Tercis les Baines in southwestern France. The FO of *Pachydiscus neubergicus* at level 116.1 was chosen by the International Subcommittee on Cretaceous Stratigraphy's Maastrichtian working group as the "guide event" for marking the base of the Maastrichtian (See Odin and Lamaurelle, 2001, p. 229-238). The wisdom of this decision will be discussed under Subzone 2A₁ below.

Chronostratigraphic Calibration of lower Maastrichtian Subzone 2A₁ and the top of Superzone 2

The base of Subzone 2A₁ is marked by the FO of PMT *Rugoglobigerina scotti* (See above). The top of this subzone is marked by the LO of primary taxa *Globotruncana bulloides*, *G. fornicata*, *G. linneiana*, *G. rosetta* and by primary marker event PME11: LO of double-keeled Globotruncanids with type 3 keels (e.g., *Globotruncana linneiana*, *G. rosetta*) (See Figures 2A, 2C). As noted above, the base of Subzone 2A₁ can be documented both in Puerto Rico and Southwestern Arkansas. The top of Subzone 2A₁ can be observed in East-central Mexico, Texas, Southwestern Arkansas, and in Trinidad (Bolli, 1957; Pessagno, 1969). In Trinidad the top of this subzone occurs immediately below the contact between the Naparima Hill Formation and the Guayaguare Formation. The form figured by Bolli as *G. lapparenti* possesses a Type 3 double keel and is actually assignable to *G. linneiana* (See Pessagno, 1967, p. 346 and figure 2B herein).

In East-Central Mexico, the upper part of Subzone 2A₁ and the upper part of Superzone 2, Zone 2 can be observed along the Manuel-Aldama Road at sample locality MX 85. This locality is situated 17.5 mi (28.2 km) from the intersection with the Tampico-Ciudad Mante Road. Moreover, it occurs on the southern part of the Tamaulipas Arch in the Mendez Shale s.s. Sample MX 85 consists of red buff-weathering silty mudstone cropping out in a small quarry. The silty nature of the mudstone is due to the abundance of very large planktonic foraminifera. Pessagno (1969) recovered the following planktonic foraminiferal taxa from this sample: *Globotruncana arca*, *G. fornicata*, *G. lapparenti* s.s. (*sensu* Pessagno 1967, 1969), *G. linneiana*, *G. stephensoni*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Heterohelix striata*, *Pseudoguembelina costulata*, and *Ultraventilabrella multicamerata*.

In Texas, the upper part of Subzone 2A₁ occurs in what has been referred to as the "Neylandville Siltstone" (See Pessagno et al., Revista Maya de Geociencias, 2023). At locality TX 278, the Neylandville Siltstone consists of buff and gray silty calcareous clay from an auger hole in ditch on north side of Texas Highway 2, 0.3 mi (0.48km) east of Cedar Creek crossing. Planktonic foraminifera recovered by Pessagno at this locality are assignable to the upper part of Subzone 2A₁ (= his *Globotruncana lapparenti* Zonule). The Neylandville was said to overlie the "upper Taylor Marl" (= Marlbrook Formation herein) and to underlie the Nacatoch Sand.

Figure 8C illustrates the position of the top of Superzone 2, Zone 2, Subzone 2A₁ relative to that of the calcareous nanofossil of Sissingh (1977).

As demonstrated by the present report and by the senior author elsewhere (e.g., Pessagno, 1967, 1969), the number of FO and LO biohorizons among the planktonic foraminifera during the upper Campanian and Maastrichtian far exceeds that of all other fossil groups except the Radiolaria. This is a direct reflection of the explosive evolution accompanied by a marked increase in diversity among the Heterohelicidae, Globotruncanidae, Rugotruncanidae, and Abathomphalidae. The boundary between superzones 1 and 2 represents one of the periods of greatest faunal change in the Upper Cretaceous. In

contrast, the actual base of the Maastrichtian selected by the Maastrichtian working group was selected from twelve groups of fossils of unequal importance! The approach utilized by the Maastrichtian working group represents the “food processor” approach to biostratigraphy. Although the procedure used undoubtedly placated the paleontologists belonging to the Maastrichtian working group, it resulted in the creation of a nearly useless GSSP. It would have been far better to use the FO of *Pachydiscus nebergicus* as the GSSP or, alternatively, the FO of any of the PMT occurring below or above the Superzone 2-Superzone 1 boundary (See Figures 2A, 2C herein).

Furthermore, the event boundary for the FO of “*Contusatruncana*” *contusa* is influenced by taxonomy. As noted by Smith and Pessagno (1972), the FO of *Globotruncana contusa* s.s. occurs much higher in the Maastrichtian. “*Contusatruncana*” or the *Globotruncana contusa* group of earlier workers includes two separate lineages of highly convex, inturned double-keeled globotruncanids: One derived from *Globotruncana plummerae* giving rise to *Globotruncana navarroensis* at the base of Superzone 1 and the other being derived from *Globotruncana fornicata* and giving rise to *G. patelliformis* at the base of Superzone 1 (See Pessagno (1967). *G. patelliformis* in turn gave rise to *Globotruncana contusa* s.s. at the base of Superzone 1, Zone 1B, Subzone 1B₁. This sort of problem demonstrates the value of using primary marker events to help define zonal boundaries as advocated herein with the composite zone concept.

Globotruncana gansseri, has been noted by Pessagno (1960, 1967) in the Rio Yauco Formation and Parguera Limestone of Puerto Rico in strata that we now assign to Subzone 2A₁.

Chronostratigraphic Calibration of the lower part of upper Maastrichtian Subzone 1B₂

The base of Subzone 1B₂ is defined by the FO of PMT *Palpebrella palpebra*, *P. cornuta*, *P. kempensis*, *Pseudoguembelina excolata* and *Praeracemiguembelina powelli*.

The top of Subzone 1B₂ is defined by occurring immediately below the FO of *Globotruncana contusa* s.s.,

and *Racemiguembelina fructicosa*. The top of Subzone 1B₂ also occurs immediately below PME16: FO of occurrence of multiseriate heterohelicids with multiple rows of radial arranged chambers around the central cavity and a greatly reduced biserial stage (i.e., *Racemiguembelina fructicosa*. (See Smith and Pessagno, 1973 and Plate 6, figures 21-22; 23 herein).

In Texas Subzone 1B₂ is well represented in the Escondido Formation at Seco Creek (Medina County); the Corsicana Formation at Onion Creek (Travis County); in the lower part of the Highbank Formation along the Colorado River (Travis County); and in the Corsicana Formation at the Corsicana Clay Pit, Corsicana, Navarro County (See Pessagno, 1969; Smith and Pessagno, 1973; Powell et al., 1970; Pessagno et al., Maya Revista de Geociencias, 2023).

The base of Subzone 1B₂ can be seen in the Corsicana Formation at Locality TX9 of Smith and Pessagno (1973, Text-figures 8, 21-22 and figures 12A-12C herein). Locality TX9 occurs at Walker Creek in Milam County (Text-figure 21). At this locality the FO of PMT *Praeracemiguembelina powelli*. occurs in sample TX9AD at 8f(2.4 m) above the base of the section whereas the FO of PMT *Racemiguembelina fructicosa* occurs in sample TX9XE at 9.3f(2.8 m) above the base of the section (See figure 12C). Figure 8C shows the correlation of Subzone 1B₂ with the geochronometry of Gladstein et al. (2012) and with the calcareous nannofossil zonation of Sissingh (1977).

Chronostratigraphic Calibration of the lower part of upper Maastrichtian Superzone 1, Zone 1B, Subzone 1B₁

The base of Subzone 1B₁ is defined by the FO of PMT *Globotruncana contusa* s.s. and *Racemiguembelina fructicosa*. The top of Subzone 1B₁ is defined by occurring immediately below the FO of PMT *Pseudotextularia intermedia* and *Abathomphalus mayaroensis*.

The base of Subzone 1B₁ can be best observed at Walker Creek in Milam County, Texas (See Smith and Pessagno, Text-figures 8, 21-23 and figures 11A-11C herein and discussion on previous page).

As noted above, the top Subzone 1B₁ occurs immediately below the FO of PMT *Pseudotextularia intermedia* and

Abathomphalus mayaroensis. In Texas, this interval occurs in the Highbank Formation exposed south of FM 413 crossing of Brazos River (Pessagno, 1969; Powell et al., 1970; Pessagno et al., Maya Revista de Geociencias, 2023). In Mexico, the top of this zonal unit occurs in the Papagallos Shale at MX 174 (Pessagno, 1969) along Route 85 (Mexico, D. F.-Nuevo Laredo Highway).

Chronostratigraphic Calibration of the upper part of the upper Maastrichtian Superzone 1, Zone 1A

Base: Defined as occurring at the FO of PMT *Abathomphalus mayaroensis*, *Hossiella* spp., and *Pseudotextularia intermedia*.

Top: Defined by the LO of PMT *Abathomphalus mayaroensis* and PME19: Final appearance Heterohelicids with *Pseudotextularia* biserial early stage comprising one-fifth of test and five or six rows of radially arranged chambers around central cavity (*Racemiguembelina fructicosa*).

Occurrence: Texas, Mexico, and Trinidad (See Pessagno, 1967, 1969; Bolli, 1957).

Definition of Subzone 1A₂: Abathomphalus mayaroensis Composite Subzone (See figures 2A, 2D herein).

Base: Defined as occurring at the FO of PMT *Abathomphalus mayaroensis*, *Hossiella* spp., and *Pseudotextularia intermedia*.

Top: Defined by the LO of PMT *Abathomphalus mayaroensis* and PME19: Final appearance Heterohelicids with *Pseudotextularia* biserial early stage comprising one-fifth of test and five or six rows of radially arranged chambers around central cavity and possessing a biserial early stage (*Racemiguembelina fructicosa*).

At the Global Boundary Stratotype Section and point for the base of the Danian Stage at El Kef, Tunisia the top of Zone 1A corresponds to the LO of *Abathomphalus mayaroensis* and *Rugoglobigerina hankinooides*. Moreover, the top of Zone 1A corresponds to the top of the *Micula prinsii* Zone (calcareous nannofossils).

Olsson et al. (1997, p. 760) indicated that *Abathomphalus mayaroensis* does not occur in upper Maastrichtian strata of the Atlantic Coastal Plain of New Jersey because it is an abyssopelagic taxon. Our studies totally refute Olsson’s claim. They indicate, in fact, that *A. mayaroensis* and

related species occur in the Anacacho Limestone and Escondido Formation of Medina County, Texas in strata which were clearly deposited within the neritic depth zone. The presence of rudistids and abundant miliolids in the Anacacho Limestone indicate that the sediments that formed this rock unit were deposited at inner-most neritic depths in tens of meters of water.

In Texas the top of Superzone 1, Zone 1, Subzone 1A can be observed in upper part of Anacacho Limestone and in the Escondido Formation at Seco Creek near Fort Lincoln, Medina County, Texas. In Mexico it occurs in upper part of Mendez Shale in eastern Mexico (Pessagno, 1967, 1969). In Trinidad it occurs at the top of the Guayaguare Formation (Bolli, 1957).

At the type locality of the Mendez Shale s.s. at Mendez Station sample MX 206 contains the following planktonic: *Globotruncana arca*, *G. contusa* s.s., *G. trinidadensis*, *Globotruncanita conica*, *G. elevata*, *G. stuarti* s.s., *G. stuartiformis*, *Rugoglobigerina hexacamerata*, *Globotruncanella havanensis*, *Abathomphalus mayaroensis*, *Racemiguembelina fructicosa*, *Pseudoguembelina excolata*, and *Palpebrella palpebra*. The senior author discovered the conformable contact between the top of Superzone 1 and Superzone DAN (upper Maastrichtian-Paleogene) on the far southeast part of the exposure at Mendez Station. It should be noted that the Mendez Shale s.s. here consists of red calcareous mudstone on both sides of the boundary. No event beds are present.

In the period from 1974 to 1980 a continuous section within the red mudstone of the Mendez Shale s.s. was exposed at locality MMX1 in the drainage ditch along then newly constructed Mexican Highway 81 (= Ciudad Gonzalez-Llera de Canales Road. See figures 12A-12C; 1.7kfrom Gonzalez). This succession crossed the Maastrichtian-Danian boundary. No event beds are present whatsoever. The top of Superzone 1, Zone 1A was sharply defined in the red calcareous mudstone at the point where large Upper Cretaceous foraminifera such as *Racemiguembelina fructicosa* and *Globotruncana contusa* s.s. suddenly disappear. A thin white siliceous layer ~ 2cm (0.78in) bed (tuff?) rests conformably above the highest



Figure 12A showing Gonzalez Llena de Canales highway and the position of localities MXM5 and MXM2-MXM4. See Figures 13B-13C.

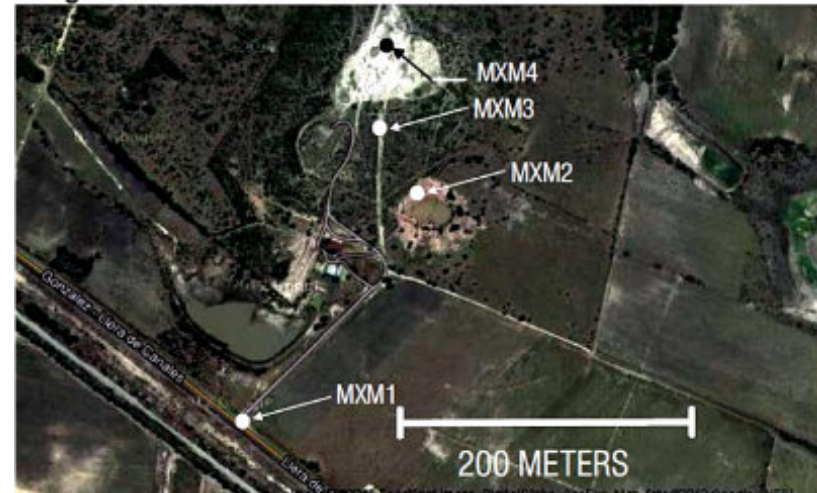


Figure 12B: Satellite photo showing position of localities MXM1-MXM4 in the Mendez Shale s.s. along Mexican highway 81 (Gonzalez-Llera de Canales Road).

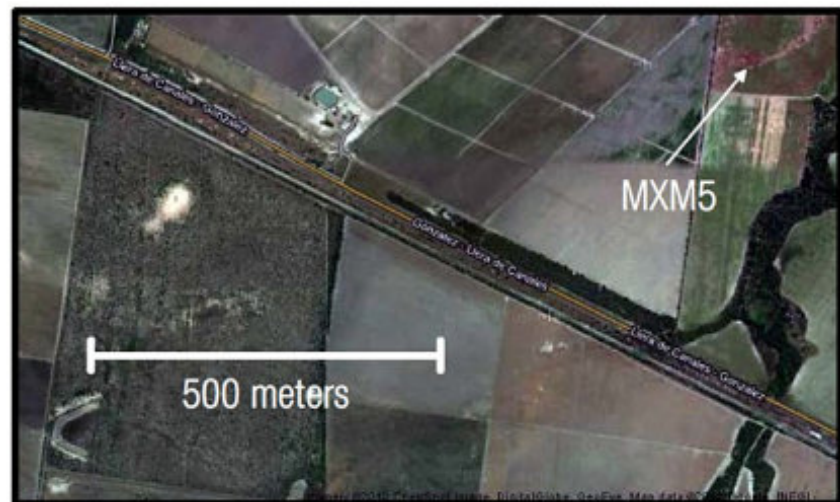


Figure 12C: Satellite photo showing position of Cretaceous-Tertiary boundary in the Mendez Shale s.s. along Mexican Highway 81 (Gonzalez-Llera de Canales Road) at MXM5 "Killer Bee Hill".

Maastrichtian beds. This horizon is in turn followed by 1.3f(2 m) of red siliceous to slightly calcareous mudstone containing minute Danian planktonic foraminifera assignable to Superzone DAN (Figure 2C).

At nearby Locality MXM5 (Figure 12C; "Killer Bee Hill"), the Senior author and his students likewise observed a continuous succession within the Mendez Shale s.s. that crosses the Cretaceous-Tertiary boundary. Red calcareous mudstone samples containing a planktonic foraminiferal assemblage assignable to Superzone UK1 and the upper part of Zone 1A rest conformably beneath red mudstone assignable to lower Danian Superzone DAN (See Figure 2C). The highest Maastrichtian samples contain primary marker taxa *Abathomphalus mayaroensis* and *Pseudotextularia intermedia*. These localities occur approximately 20 miles (12 km) from Arroyo Mimbral and the so-called "event beds" of numerous workers.

The presence of this unbroken succession on the east side of the Tamaulipas Arch casts severe doubt on whether a bolide impacted Yucatan as advocated by Alvarez and other workers (Alvarez et al., 1979; Smit et al., 1992; Keller et al., 1994; Schulte et al., 2010).

Top: Occurs immediately below the FO of PMT *Parasubbotina pseudobulloides*. PME23: FO of Globigerinids with a cancellate ornamentation and the development of a calcite crust (See Plate 6, fig. 30 herein). The development of a calcite crust is one of the most

important events in the history of the Globigerinacea. LO of PMT *Hossiella* spp. occurs in lower part of Superzone DAN. The development of the calcite crust represents one of the most important events in the history of the Globigerinacea.

The International Commission on Stratigraphy (Cretaceous/Paleogene Working Group) selected the base of the boundary "clay" at El Kef, Tunisia (Molina et al., 2006) to establish the GSSP for the base of the Danian. These workers made the assumption that the base of the boundary clay corresponds to the time of impact of the meteorite at Chicxulub, Yucatan. It should be obvious to the reader that this correlation is invalid (See also Stinnesbeck, et al., 1993). As noted above, complete sections with abundant well-preserved planktonic foraminiferal faunas occur in calcareous red mudstone of the type Mendez Shale along the east side of the Tamaulipas Arch along the road between Aldama and Ignacio Zaragoza and at the southeastern side of the outcrop at Mendez station. Advocates of the Chicxulub meteorite impact must explain the total absence of event beds in this continuous succession of the type Mendez Shale to substantiate their hypothesis. We follow Keller et al., 2008, 2009, 2011; Punekar, J., et al., 2014; and Keller, 2008, 2012, 2014 in indicating that the mass extinctions at the end of the Cretaceous were due to the eruption of the Deccan Traps Supervolcano.

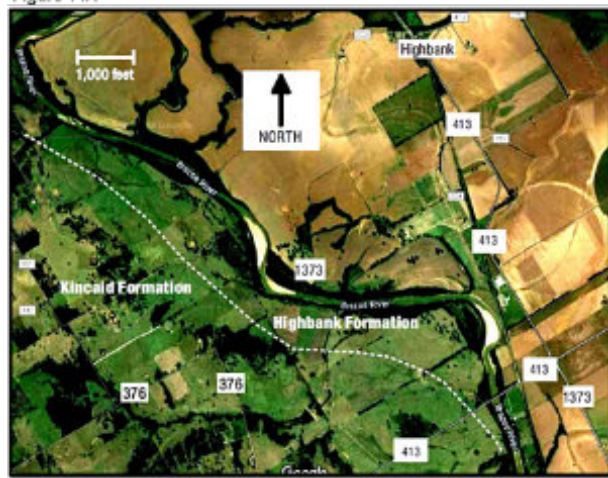


Figure 13A: Contact between Highbank Formation and Kincaid Formation in Falls County Texas near FM413 bridge over the Brazos River.

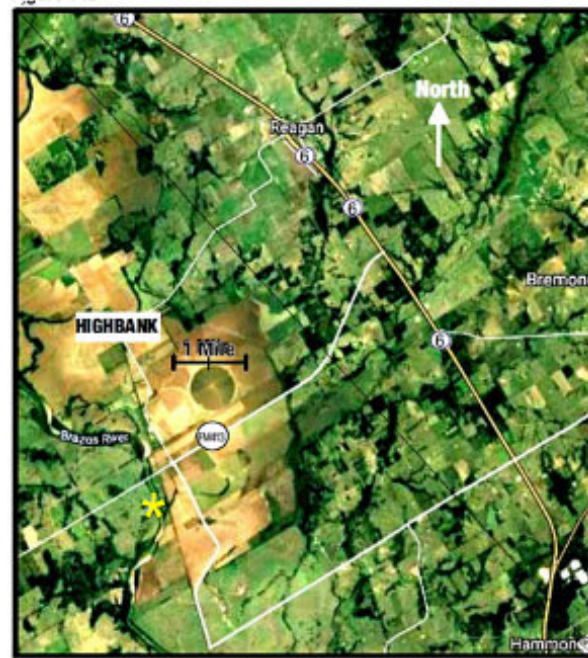


Figure 13B: Upper and lower contacts of Highbank Formation in its type area. * marks the location of the FM413 bridge over Brazos River, Falls County, Texas.

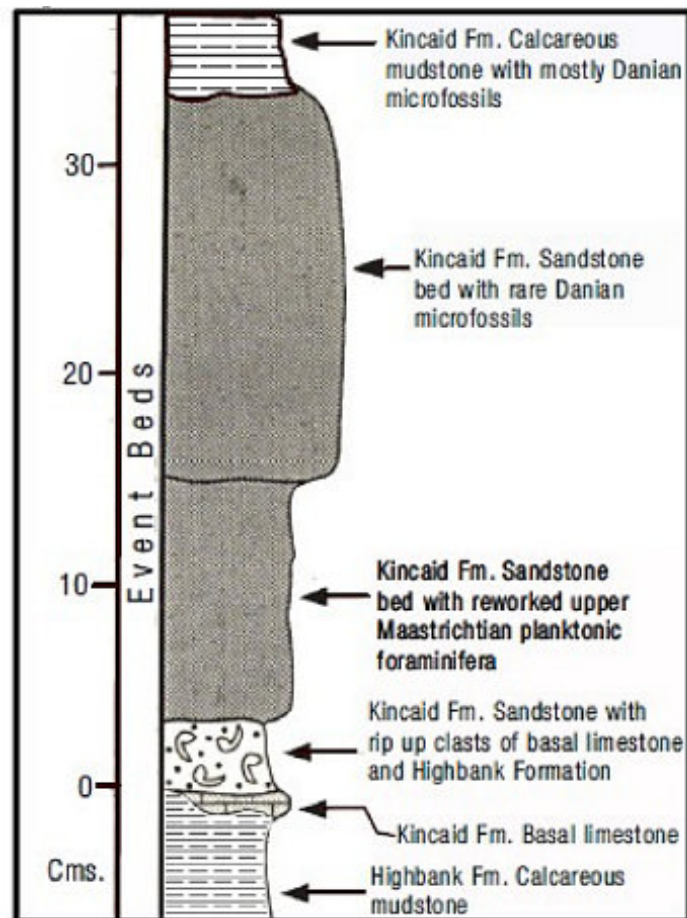


Figure 13D: Base of Kincaid Formation immediately above its contact with the greenish gray glauconitic mudstone of the Highbank Formation. Section 6 of Montgomery et al. (1973). Basal white micritic limestone bed, lag ("shell hash") and hummocky sandstone beds. Arrow points to Danian micritic limestone disconformably overlying Highbank Formation. Wackestone micrite clasts containing Danian coccoliths such as *Biantholithus sparus* and planktonic foraminifera such as *Parvularugoglobigerina fringa*.



Figure 13C: Contact between Highbank and Kincaid formations downstream from FM413 bridge over Brazos River.

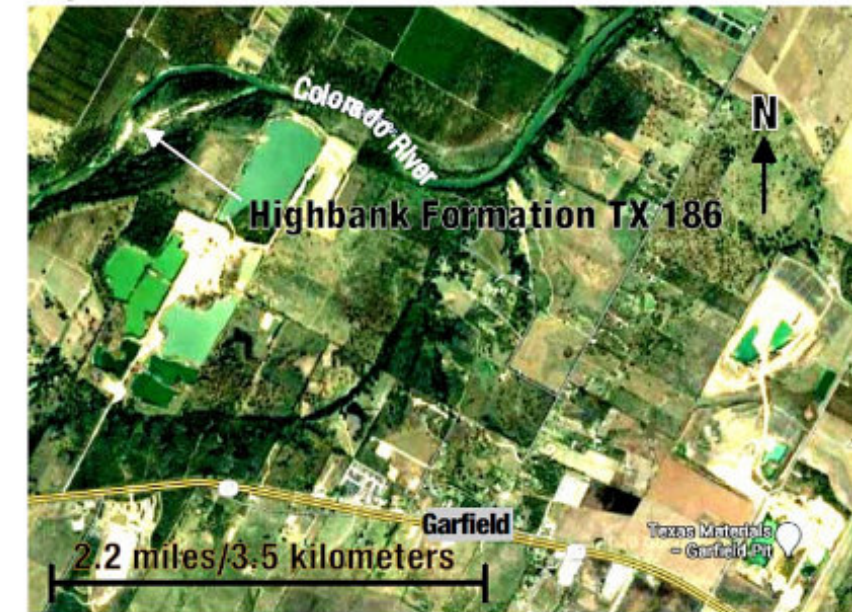


Figure 14A: Highbank Formation along Colorado River south of Austin, Travis County, Texas. Note position of Locality TX 186 and position of Texas Materials Garfield Plant.

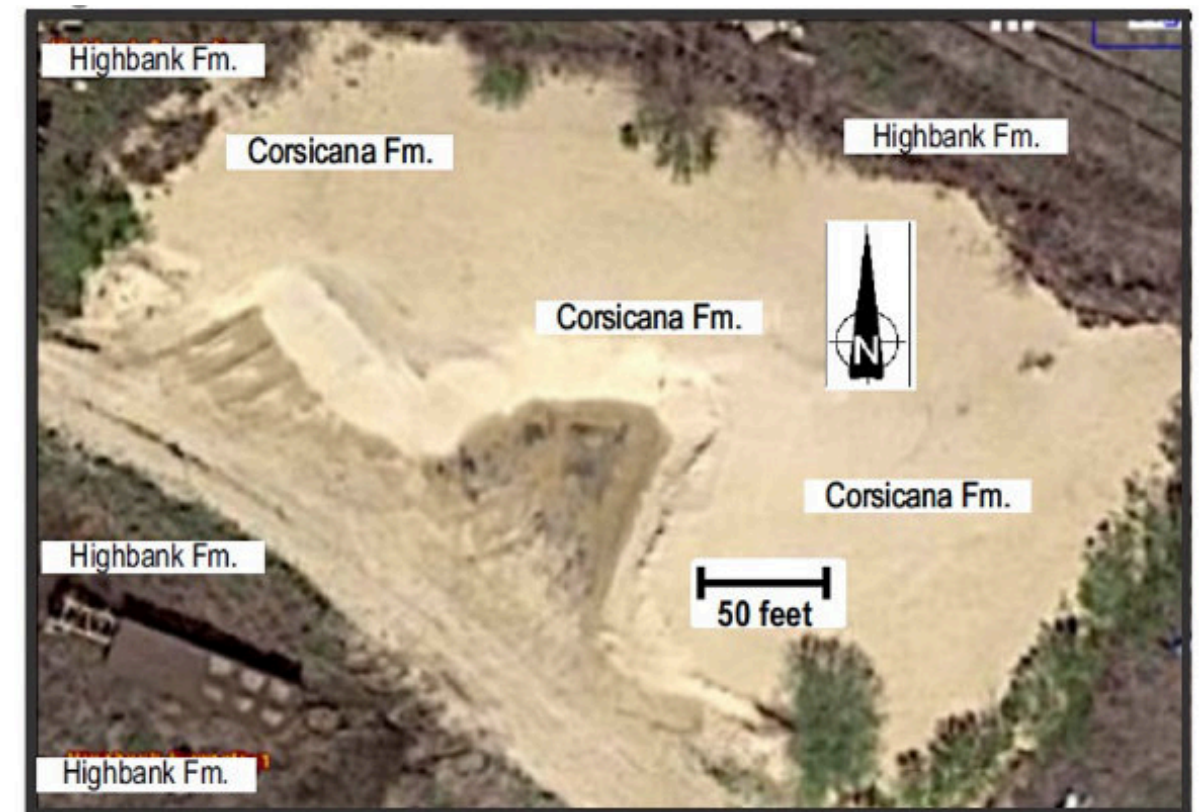


Figure 14B: Highbank Formation at the Texas Materials Garfield Plant excavation pit showing contact between Corsicana Formation and overlying Highbank Formation in a man-made window.

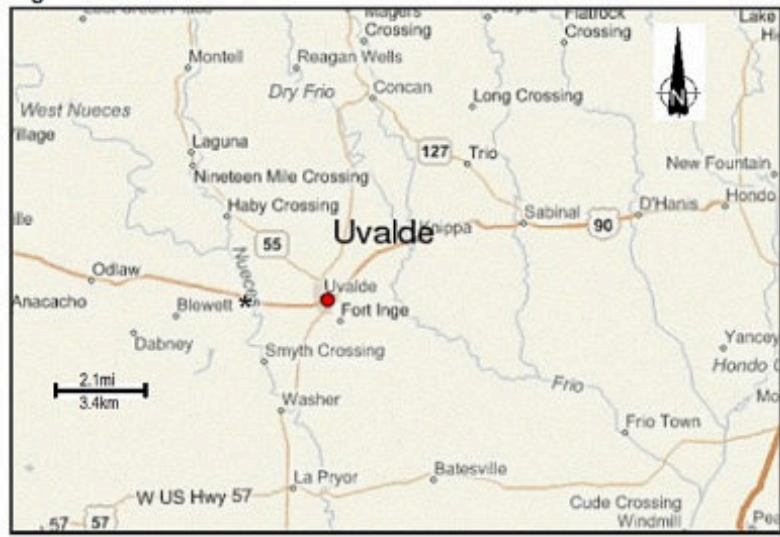


Figure 15A: Nueces River Bridge Member of Austin Chalk at its type locality immediately west of US 90 bridge. Figure modified from that of Holloway (1999). *marks position of type locality.

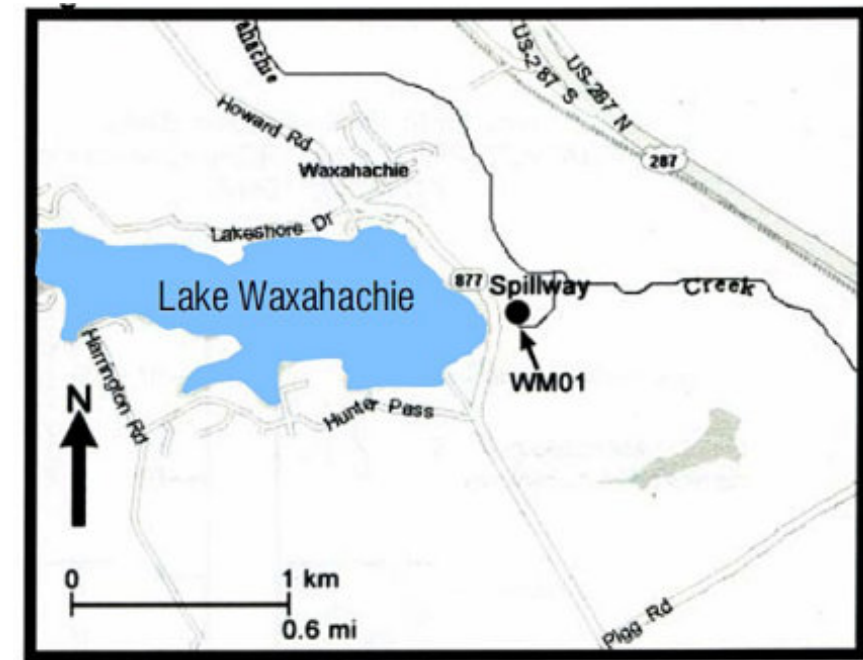


Figure 16A: Map showing position of type locality of Waxahachie Member of the Austin Chalk at spillway for lake.

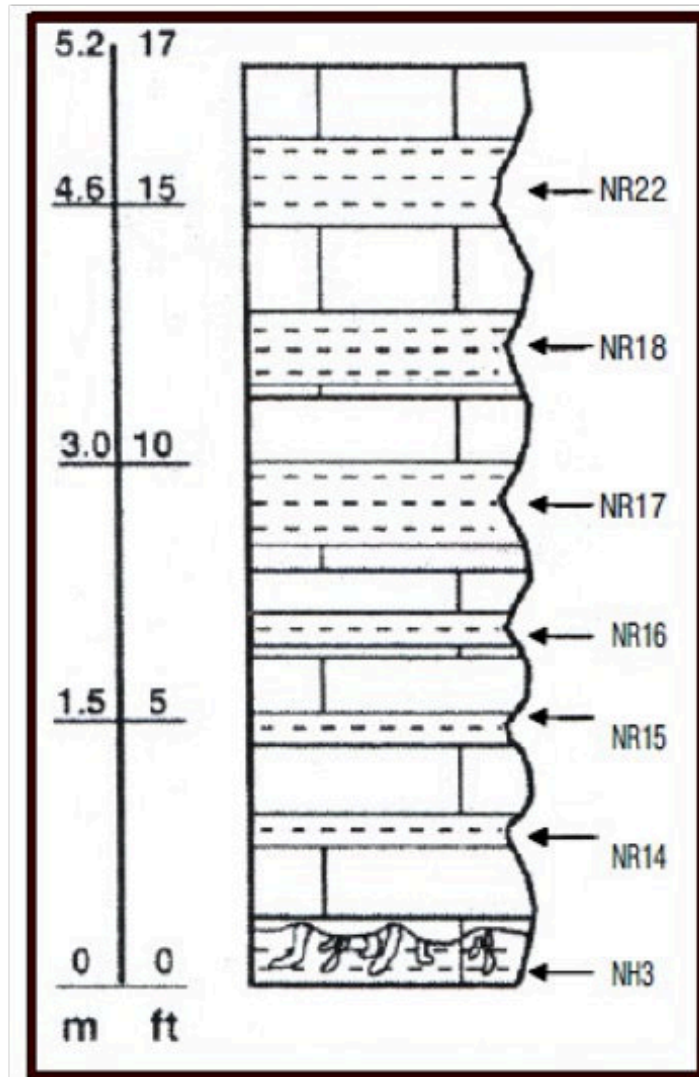


Figure 15B: Measured section of stratotype of the Nueces River Member of the Austin Chalk.



Figure 16B: Contact between Waxahachie Member of the Austin Chalk and the Brownstown Member of the Taylor Formation at the spillway to Lake Waxahachie.



Figure 17A: Note that the Neylandville Siltstone consists of dark gray to black calcareous siltstone weathering reddish orange with silty dark gray silty nodules. Contact between Neylandville and Nacatoch Sand occurs at junction of FM 148 and road 1390. White asterisk marks position of Thompson (1993) locality 7-2-4-7-3.



Figure 17B Neylandville Siltstone at locality TXS-4 at Warsaw First Baptist Church. Note the reddish-brown color of silty mudstone. Mudstone breaks with concoidal fracture. Dark=gray silty micrite nodules occur at this locality. See Figure 17A.

Figure 17C: Neylandville Siltstone from Subzone 2A 1 (= his *Globotruncana lapparenti* Zonule). Here the Neylandville consists of dark gray muddy siltstone.

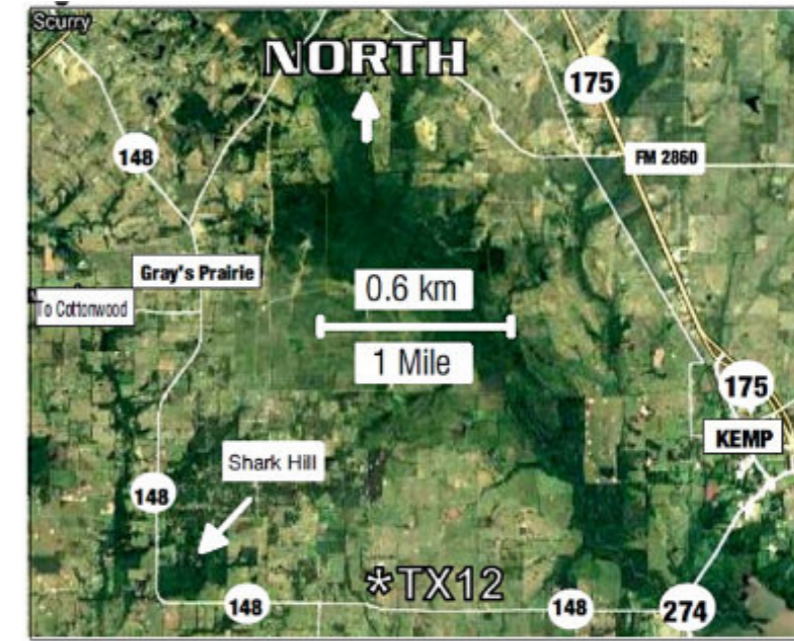
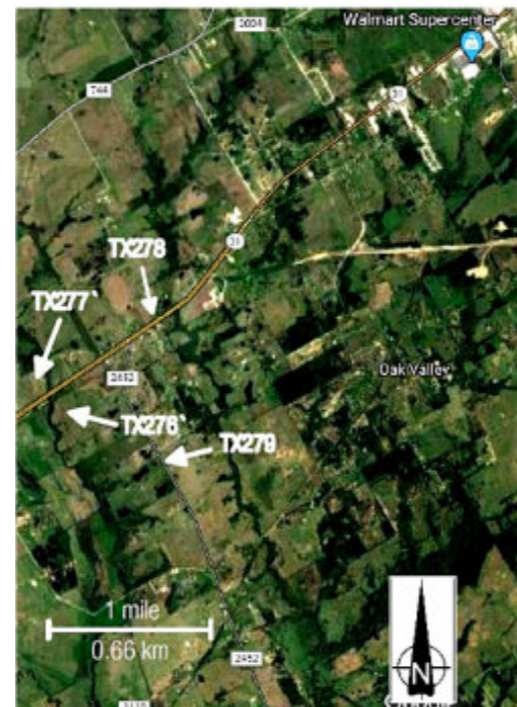


Figure 18A: Position of Locality TX 12 in the vicinity of Kemp Texas.



Figure 18B: Showing position of Smith and Pessagno (1973) locality TX 12. Fauna at this locality contains *Guembeltria cretacea*, *Heterohelix striata*, *Planoglobulina acervulinoides*, and *Rugoglobigerina rugosa*. This assemblage is assigned to Composite Zone 1 and to the upper Maastrichtian. Note reddish brown color of soil.

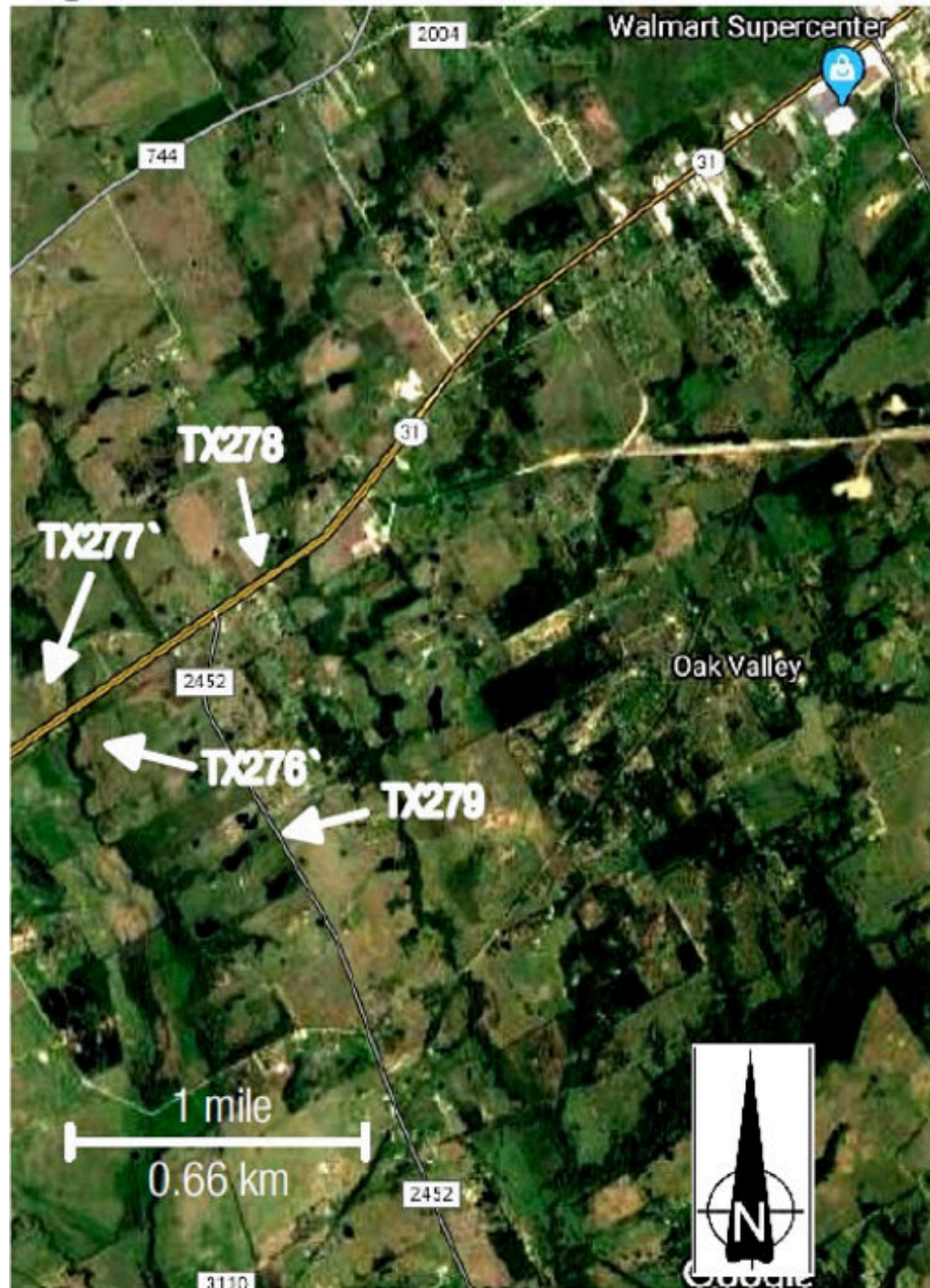


Figure 19: Neylandville Siltstone at localities of Pessagno 1969 assignable to Subzone 2A 1 lower Maastrichtian.

SYSTEMATIC PALEONTOLOGY

All new taxa introduced in the section to follow are by the senior author.

Kingdom PROTISTA

Phylum SARCOMASTIGOPHORA

Subphylum SARCODINA

Class RHIZOPODEA

Subclass GRANULORETICULOSIA

Order FORAMINIFERIDA

Suborder GLOBIGERININA

Superfamily **HETEROHELICACEA**

Type genus: *Heterohelix* Ehrenberg 1843

Emended definition: The Heterohelicacea is emended to include only all forms with a biserial stage during their ontogeny. Triserial forms such as *Guembeltria* and *Globoconusa* are excluded from this superfamily.

Remarks: The Heterohelicacea includes: 1) The Heterohelicilae Pessagno, **n. subsuperfam.**; 2) the Planoglobulinilae Pessagno, **n. subsuperfam.**; 3) the Pseudoguembelinilae Pessagno, **n. subsuperfam.**; and 4) the Ventilabrellilae Pessagno, **n. subsuperfam.**

Range: Albian to Oligocene.

Occurrence: Cosmopolitan. Southern Part of Boreal Realm, Tethyan Realm, and northern part of Austral Realm.

Subsuperfamily **Heterohelicilae** Pessagno, **n. Subsuperfam.**

Type genus: *Heterohelix* Ehrenberg, 1843.

Definition: Forms with post-embryonic biserial stage during ontogeny lacking well-developed cover plates over sutural supplementary apertures.

Remarks: This subsuperfamily includes *Chiloguembelina* Loeblich and Tappan (1956), *Globoheterohelix* Georgescu and Huber (2009), *Hendersonites* Georgescu and

Abramovich 2008, *Martinella* Pessagno, **n. gen.**, *Paraspiroplecta* Georgescu and Abramovich 2008; *Planoglobulina* Cushman (1927), *Planoheterohelix* Georgescu and Huber (2022), *Praeracemiguembelina* Pessagno, **n. gen.**, *Protoheterohelix* Georgescu and Huber (2022), *Pseudotextularia* Rezhak (1891), *Racemiguembelina* Gallitelli (1957), *Sigalia* Reiss (1957), *Ventilabrella* Cushman (1928) and *Ultraventilabrella* Pessagno, **n. gen.**

Range: Lower Cretaceous (upper Albian) to Oligocene.

Occurrence: World-wide in southern part of the Boreal Realm, the Tethyan Realm, and the northern part of the Austral Realm.

Family **Pseudotextularidae** Pessagno, **n. fam.**

Type genus: *Pseudotextularia* Rezhak

Description: Embryonic stage biserial, flattened lacking well-developed ornamentation immediately followed by adult chambers which suddenly increase rapidly in width. Primary aperture interiomarginal following contour of final chamber slit-like or arched. Adult chambers with fine costal ridges or coarse costal ridges.

Remarks: This family includes two genera *Martinella* Pessagno, **n. gen.** and *Pseudotextularia* Rezhak.

Range: Lower Santonian to upper Maastrichtian;

Occurrence: World-wide in southern part of the Boreal Realm, the Tethyan Realm, and the northern part of the Austral Realm.

Genus ***Martinella*** Pessagno, **n. gen.**

Type species: *Guembelina nuttalli* Voorwijk 1937

Description: Test biserial with staggered fine costae; initial chambers flattened to weakly inflated much greater in width than in height; non-lobate gradually increasing in size as added. Final chambers becoming globular to subcircular. Primary aperture interiomarginal slit-like following the contour of final chamber.

Etymology: This genus is named for Sheila Martin in honor of her contributions to the study of the Heterohelicidae.

Range: Upper-most Santonian to upper-most Maastrichtian.

Occurrence: Worldwide in Southern Boreal Realm, Tethyan Realm, and northern part of Austral Realm.

Martinella nuttalli (Voorwijk).

Plate 4, figs.1-6; Plate 5, figs 7-10

Guembelina nuttalli Voorwijk, p. 95–107. Proceedings of the Koninkl Nederlandse e van Westenschappen. 40: 190-198.

Pseudotextularia elegans (Rzehak). Pessagno, 1967, p. 268-269, pl. 75, figs. 12-14, q5-17; pl.85, figs. 10-11; pl. 97, fig. 18; pl. 98, figs. 19, 20.

Pseudotextularia elegans (Rzehak). Smith and Pessagno, 1973, p. 30-32, pl. 9, figs. 5-7, 8-11, 12-15; pl. 10, 2, 3; 4-6.

Description: Test biserial with staggered fine costae; initial chambers flattened to weakly inflated much greater in width than in height non-lobate gradually increasing in size as added. Final chambers becoming globular to subcircular. Primary aperture interiomarginal slit-like following the contour of final chamber. Partitions between chambers are arched in a crescent shape as opposed to those of *Pseudotextularia* which are planiform.

Remarks: Voorwijk (1937) originally figured this taxon syntypically from the Upper Cretaceous of Havana, Cuba. Unfortunately, he failed to number his figures. In this report, the forms figured in Plate 2, figs. 1-2 herein are designated as the lectotype by figure for *Guembelina nuttalli*. The remaining figures are designated paralectotypes.

Range: Upper Santonian to upper-most Maastrichtian. UK3, Zone 3A, to Superzone UK1, Zone 1A, Subzone 1A₁.

Occurrence: World-wide in southern part of the Boreal Realm, the Tethyan Realm, and the northern part of the Austral Realm. *Martinella* occurs throughout Texas in the upper part of the Austin Chalk; in the Brownstown, Wolf

City, Pecan Gap, and Marlbrook members of the Taylor Formation; the Corsicana Formation; and the Highbank Formation. In Southwestern Arkansas it occurs in the Brownstown, Ozan, Annona Chalk, Marlbrook members of the Taylor Formation, the Saratoga Chalk, and Arkadelphia Shale. Moreover, in Mexico it occurs in the Mendez Shale s.s. and in the Papagallos Shale. It also occurs in the Cariblanco Formation of Puerto Rico (Pessagno 1962).

Genus *Pseudotextularia* Rezhak (1891)

Type species: *Pseudotextularia elegans* Neotype selected by Nash 1981.

Remarks: See description of Neotype below.

Range: Upper Maastrichtian.

Occurrence: Worldwide in Southern Boreal Realm, Tethyan Realm in so far as known.

Pseudotextularia deformis (Kikoine)

Plate 5, figures 8-11

Guembelina striata (Ehrenberg) cf. var. *deformis* (Kikoine). De Klaz, p. 232-233, pl. 5, figs. 3a-3b.

Pseudotextularia brönnimanni Seiglie 1959, p. 57-58, pl. 1, figs. 5a-5b; 6a-8b.

Pseudotextularia deformis (Kikoine). Pessagno (1967, p. 269, pl. 90,, fig. 16; pl. 92, figs. 19-21; pl. 97, figs. 16-17; pl. 98, figs. 15, 17, 18.

Pseudotextularia deformis (Kikoine). Smith and Pessagno (1973, p. 29, pl. 9, figs. 1-4; pl. 10, fig. 1.

Remarks: Note the planiform chamber partitions in the thin-section of *Pseudotextularia deformis*.

Occurrence: Escondido Formation, Corsicana, and Highbank formations in Texas. Guayaguare Formation of Trinidad. Southern part of Boreal Realm and Tethyan Realm in so far as known.

Pseudotextularia elegans (Rzehak)

Plate 5, figs. 12-13

Cuneolina elegans Rzehak, 1891, p. 4. Rzehak, 1895, p. 217, pl. 7, figs. 1a-1b; not figs. 2-3.

Guembelina elegans White, 1929, p. 34-35, pl. 4, fig. 8.

Pseudotextularia elegans Glaessner, 1936, p. 99-101, pl. 3, figs. 1a-1b; not fig. 1c. Darmonian, 1975, p. 199, plate 3, figs. 16-17. Koch, 1977, p. 20, pl. 15, figs. 5-6.

Guembelina striata var. *deformis*, Kikoine, 1948. p. 20, pl. 1, figs. 8a-e.

Pseudotextularia deformis Pessagno, 1967, p. 269, pl. 90, fig. 16; pl. 92, figs. 19-21; pl. 97, figs. 16-17; pl. 98, figs. 15, 17, 18.

Remarks: A neotype selected by Nash (1981, p. 70-75, Pl. 1, figs. 1-7). Nash's diagnosis is followed herein. However, the senior author rejects Nash's assignment of *Pseudotextularia deformis* of Smith and Pessagno's (pl. 9, figs. 1-4 pl. 10, fig. 1) to *Pseudotextularia elegans*.

Range: Upper Maastrichtian. Composite Superzone 1 (undifferentiated). According to Nash Gohrbandt (1967) indicated that the age of the type locality of *Pseudotextularia elegans* is Lower Tertiary and contains reworked upper Maastrichtian foraminifera such as *Abathomphalus mayaroensis*.

Occurrence: Austria. To date, this species has not been encountered by the senior author in the upper Maastrichtian of Texas.

Subsuperfamily Planoglobulinilae Pessagno, **n. subsuperfam.**

Type genus: *Planoglobulina*. Cushman 1927 emended Martin 1972.

Definition: The Planoglobulinilae includes all forms with a *Pseudotextularia* early stage.

Remarks: This subsuperfamily includes the Family **Planoglobulinidae** Pessagno, **n. fam.** and the

Family **Racemiguembelinidae** Pessagno, **n. fam.**

Range: Upper Maastrichtian. Superzone UK1, Zone UK1B, Subzone 1B2 Zone 1A, Subzone 1A₁.

Occurrence: Southern part of Boreal Realm, Tethyan Realm in so far as known.

Family **Planoglobulinidae** Pessagno, **n. fam.**

Type genus: *Planoglobulina* Cushman 1927 emended Martin 1972.

Definition: Forms with a well-developed *Pseudotextularia* biserial stage followed by multiseriate chambers. Multiseriate chambers may be arranged in one plane as with *Planoglobulina* or around a central cavity with ponticuli as with *Praeracemiguembelina* and *Racemiguembelina*.

Range: Upper Maastrichtian. Composite Superzone 1.

Occurrence: Southern part of Boreal Realm; Tethyan Realm in so far as known.

Genus **Planoglobulina** Cushman 1927 emended Martin 1972.

Type species: *Planoglobulina acervulinoides* (Cushman 1927).

Remarks: The diagnosis of Martin (1972, p. 80) is followed for the most part herein. However, it should be noted that *Planoglobulina* differs from *Ventilabrella* and *Ultraventilabrella* Pessagno, n. gen. by having a well-developed biserial *Pseudotextularia* stage rather than a flattened *Heterohelix* stage.

Range: Upper Maastrichtian. Superzone UK1, Zone UK1B, Subzone 1B2 Zone 1A, Subzone 1A₁.

Occurrence: Southern Part of Boreal Realm, Tethyan Realm in so far as known.

Planoglobulina acervulinoides (Egger)

Plate 5, figs. 17-18

Guembelina acervulinoides Egger 1899, Bayer Acad. Wiss., Math.-Naturh., Abb., Kl. 2, vol. 21, p. 36, pl. 14, figs. 12, 18, 20-22.

Pseudotextularia acervulinoides (Egger). Cushman 1927, p. 17, pl. 2, fig. 5; 1927, p. 158, pl. 27, fig. 3.

Pseudotextularia acervulinoides (Egger). Voorwijk 1937, p. 195, pl. 1, fig. 19.

Pseudotextularia acervulinoides (Egger). Cushman 1938, p. 23. pl. 4. figs. 7a.b; 1946, p. 111, pl. 47, figs. 12. 13, not figs. 14, 15.

Pseudotextularia acervulinoides (Egger). Olsson 1960. p. 28, pl. 4, fig. 12.

Planoglobulina acervulinoides (Egger) Pessagno, 1967, p. 271, pl. 87, fig. 14.

Planoglobulina acervulinoides (Egger). Emended Martin, 1972, p. 80, pl. 3, figs. 3-6.

Remarks: Martin selected a neotype for *Planoglobulina acervulinoides* (Egger). Martin's emended definition is accepted herein.

Range: Upper Maastrichtian. Superzone UK1, Zone UK1B, Subzone 1B₂ to Zone 1A, Subzone 1A₁.

Occurrence: *Planoglobulina acervulinoides* was recorded by Pessagno (1967, p. 271, pl. 87, fig. 14) from the upper Maastrichtian part of the Papagallos Formation at locality MX174 south of Nuevo Laredo, Mexico and the type Mendez Shale in south-central Mexico in the Sierra Tamaulipas and at the type locality of the Mendez Shale at Mendez Station (See Pessagno 1969). This taxon is also known from the Escondido Formation exposed along Seco Creek near Hondo, Medina County, Texas; in the Corsicana Formation throughout North Texas, in the Neylandville Siltstone near Kemp, Kaufman County, Texas (See Smith and Pessagno, 1973; Pessagno et al. Maya Revista de Geociencias, 2023). Moreover, it is known from the Arkadelphia Shale in southwest Arkansas. The author has observed this species in samples from the Guyaguayre Formation in Trinidad. Outside of the Western Hemisphere, it occurs at localities in Europe and North Africa.

Family **Racemiguembelinidae** Pessagno, n. fam.

Type genus: *Racemiguembelina Gallitelli*, 1957.

Description: Test with *Pseudotextularia* early stage followed by multiserial chambers arranged around a central cavity with ponticuli bridging central cavity.

Range: Upper Maastrichtian. Superzone UK1, Zone UK1B, Subzone 1B₂. Zone 1A, Subzone 1A 1 .

Occurrence: Southern part of Boreal Realm, Tethyan Realm in so far as known.

Genus *Praeracemiguembelina* Pessagno, n. gen.

Type species: *Racemiguembelina powelli* Smith and Pessagno 1973.

Description: Test with well-developed biserial stage comprising one half or more of the test. Test with large medial and terminal chambers with strongly incised deep sutures that cause the test to be more lobate. Multiserial chambers arranged in one to two rows around a central cavity with ponticuli. Test covered with massive widely spaced costae.

Remarks: *Praeracemiguembelina* differs from *Racemiguembelina* by having a biserial stage which comprises one half of the test and by having only one or two rows of chambers in the multiserial portion of the test enclosing the central cavity.

Etymology: Prae Latin preposition meaning before + *Racemiguembelina*.

Range: Upper Maastrichtian.

Occurrence: Southern part of Boreal Realm, Tethyan Realm *Praeracemiguembelina powelli*, Plate 5, figures 25-26.

Praeracemiguembelina powelli (Smith and Pessagno, 1973) Plate 5, figures 25-27 *Racemiguembelina fructicosa* Pessagno 1967, p. 270, pl. 90, figs. 14-15.

Racemiguembelina fructicosa (Egger). Gallitelli. 1957, p. 142-143, pl. 32, figs. 14a-b, 15a-b.

Pseudotextularia fructicosa (Egger). Berggren 1962, p. 22-24, pl. 6, figs. 6a-b.

Racemiguembelina fructicosa (Egger). Loeblich and Tappan, 1964, p. C656, fig. 525: 8a-b.

Racemiguembelina fructicosa (Egger). Pessagno 1967, p. 270, pl. 90, figs. 14-15.

Racemiguembelina fructicosa (Egger). Pessagno and Brown, 1969, p. 116, pl. 1, figs. 1-4.

Racemiguembelina powelli Smith and Pessagno 1973, p. pl. 11, figs. 4-6; 7-9; 10-12.

Description: Initial one half to two thirds of test with well-developed *Pseudotextularia* biserial stage. Multiserial part of test with two or two rows of chamber surrounding central cavity. Central cavity with well-developed ponticuli. Sutures becoming deeply incised as chambers are added. Test covered with massive costae which are continuous on all chambers and are separated by large pores which are arranged in two to three rows between costae and occasionally impinge on edge of costae. Terminal chambers possessing a basal wide and highly arched apertures which open into the central cavity.

Remarks: *Praeracemiguembelina powelli* differs from *Racemiguembelina fructicosa* (1) by having a prominent biserial stage which may include over half of the test; (2) by possessing much larger chambers separated by deeply incised sutures; (3) by having a test which is strongly ovate when observed in lateral view; (4) by having much fewer chambers; and (5) by having more massive widely spaced costae separated by large pores that often impinge on costal elements.

Range: Upper Maastrichtian. Superzone UK1, Zone UK1B, Subzone 1B 2 to Zone 1A, Subzone 1A 1 .

Occurrence: *Praeracemiguembelina powelli* occurs in the upper Maastrichtian part of the Mendez Shale in Mexico (Cushman 1938, 1946; Cushman and Todd 1943; Pessagno, 1967, 1969; the Papagallos Shale of northern Mexico (Pessagno, 1967, 1969; the Corsicana Formation of Texas (Cushman and Todd, 1943; Loeblich and Tappan, 1964; Pessagno, 1967; and Pessagno and Brown, 1969); the Escondido Formation from Seco Creek at Fort Lincoln and Locality DR27 of Powell et al., 1970 near Hondo, Medina County Texas; the Arkadelphia Shale of Southwestern Arkansas and the Prairie Bluff Chalk of Alabama (Cushman, 1946).

Genus *Racemiguembelina Gallitelli* (1957).

Type species: *Racemiguembelina fructicosa* (Egger).

Remarks: The emended definition of Smith and Pessagno (1973, p. 32) is accepted herein.

Range: Upper Maastrichtian. Superzone UK1, Zone UK1B, Subzone 1B 2 to Zone 1A, Subzone 1A 1 .

Occurrence: Southern part of Boreal Realm, Tethyan Realm, and northern part of Austral Realm.

Racemiguembelina fructicosa (Egger).

Plate 6, figs. 16-17; 22.

Guembelina fructicosa Egger 1899, p. 35, pl. 14, figs. 8-9; not figs. 24, 25-26.

Racemiguembelina fructicosa (Egger). Smith and Pessagno 1973, p. 33, pl. 12, fig. 8.

Not *Racemiguembelina fructicosa* (Egger) of Pessagno 1967, p. 270, pl. 90, figs. 14-15.

Not *Racemiguembelina fructicosa* (Egger). Loeblich and Tappan, 1964, p. 525: 8a-b.

Emended definition: Each terminal chamber possessing an infralaminar accessory aperture with a broad and highly arched apertural opening with a ponticulus extending from a given apertural face to chambers that lie in the same plane on the opposite side of the central cavity; ponticuli bordered by large, semicircular infralaminar accessory apertures each situated immediately above and exposing chambers in the plane below the ponticulus (See Fig. 3 and Pl. 5, fig. 23 herein). Each ponticulus is very finely perforate with individual pores which are widely spaced and very small (1.3 to 2.0 μm in diameter). Alternation of chambers into two separate planes maintained as additional chambers are added in the terminal portion of the test. Larger tests with more than six terminal chambers, ponticuli no longer extending from one side of the test to the opposite side, but extending only partially out into the central cavity of the test and then terminating by merging with the ponticulus immediately below.

Remarks: *Racemiguembelina fructicosa* differs from *Praeracemiguembelina powelli* Smith and Pessagno (1973) by having a very small biserial stage which comprises

about one fifth of the length of the test and by having much smaller and more numerous multiserial chambers which are arranged in five rows. Smith and Pessagno (1973, p. 33) suggested that the ponticulus may represent a protective covering or a structure providing strength to the test.

Range: Superzone UK1, Zone UK1B, Subzone 1B 2 to Zone 1A, Subzone 1A 1 .

Occurrence: Southern part of Boreal Realm, Tethyan Realm, and northern part of Austral Realm.

Subsuperfamily **Pseudoguembelinidae**, Pessagno, n. **subsuperfam.**

Type genus: *Pseudoguembelina* Brönnimann and Brown 1953.

Definition: Forms with well-developed flaps over sutural supplementary apertures. Flaps may be flat as with *Pseudoguembelina* or tunnel-like as with *Palpebrella* Pessagno, n. gen.

Range: Upper Santonian to upper Maastrichtian.

Occurrence: Cosmopolitan. Southern part of Boreal Realm, Tethyan Faunal Realm.

Family **Pseudoguembelinidae** Pessagno, n. **fam.**

Type genus: *Pseudoguembelina* Brönnimann and Brown, 1953

Emended description: Pseudoguembelinidae with flattened narrow to wide-spatulate to tunnel-like flaps over sutural supplementary apertures (See below).

Range: Upper Santonian to upper Maastrichtian.

Occurrence: Cosmopolitan. Southern part of Boreal Realm, Tethyan Faunal Realm.

Genus ***Pseudoguembelina*** Brönnimann and Brown, 1953

Type species: *Guembelina excolata* Cushman, 1926

Emended definition: Test biserial, finely to very coarsely costate with narrow flattened to wide-spatulate apertural

flaps over sutural supplementary apertures and with reniform final chambers.

Remarks: Primitive, finely costate species level forms of *Pseudoguembelina* were noted by Graham (1995, Pl. 4, fig. 8 = *Pseudoguembelina* A) from the Pen Formation in Big Bend National Park, the Davis Mountains, and in of the Austin Chalk near Del Rio.

Occurrence: Cosmopolitan. Southern part of Boreal Realm, Tethyan Realm.

Pseudoguembelina costulata (Cushman)

Plate 4, figures 15-16

Guembelina excolata Cushman. Voorwijk, 1937 p. 194 pl. 1, figs. 7-8.

Guembelina costulata Cushman, 1938, p. 16-17, pl. 3, figs. 7a-7b; 8-9. *Guembelina costulata* Cushman, 1946, p. 108, pl. 46, figs. 10a-b; 11-12.

Pseudoguembelina costulata (Cushman). Brönnimann and Brown, 1953, p. 153-154; text-fig. 5. *Pseudoguembelina costulata* (Cushman). Gallitelli, p. 139-140, pl. 31, figs. 21-22.

Pseudoguembelina costulata (Cushman). Pessagno, 1967, p. 266, pl. 79, fig. 1; pl. 88, figs. 8-9; pl. 90, fig. 3.

Remarks: *Pseudoguembelina costulata* differs from *P. excolata* by having narrow flaps over its sutural supplementary apertures and by having finer more closely spaced costae.

Range: Lower Campanian to upper Maastrichtian. Superzone 2, Subzone 2A₄ to Superzone 1, Subzone A, Subzone 1A₁.

Occurrence: Southern part of Boreal Realm, Tethyan Realm. This species occurs in Lower Campanian to upper Maastrichtian strata throughout Texas from the Rio Grande to northeast Texas and in lower Campanian to upper Maastrichtian strata in Southwestern Arkansas, Mexico, Puerto Rico, and Trinidad.

Pseudoguembelina excolata (Cushman)

Plate 5, figs. 19-20. 32

Guembelina excolata Cushman, 1926, p. 20, pl. 2, fig. 9.

Textularia costata Carsey, 1926, p. 26, pl. 1, fig. 4.

Guembelina excolata Cushman, 1927, p. 157, pl. 28, fig. 13.

Guembelina excolata Cushman. Plummer, 1931, p. 176177, pl. 8, fig. 10.

Guembelina excolata Cushman, 1946, p. 108-109, pl. 46, figs. 16a-b.

Pseudoguembelina excolata (Cushman). Brönnimann and Brown, 1953, p. 153, text-figures 1-4.

Pseudoguembelina excolata (Cushman). Pessagno, 1967, p. 266, pl. 68, figs. 4-5; pl. 90, fig. 5.

Pseudoguembelina excolata (Cushman). Smith and Pessagno, p. 31, pl. 6, figs. 6-7; pl. 90, fig..

Remarks: Note the triangular nature of test and the massive widely-spaced massive costae and the wide spatulate terminally crenulated flaps over the sutural supplementary apertures.

Range: Upper Maastrichtian. Composite Superzone 1, Zone 1B, Subzone 1B₂ to Zone 1A, Subzone 1A₁.

Occurrence: Southern part of Boreal Realm, Tethyan Realm. Escondido, Corsicana, Highbank formations of Texas, Arkadelphia Shale of southwestern Arkansas, Mendez Shale of Mexico, and Guayaguare Formation of Trinidad.

Family **Palpebrellidae** Pessagno, n. **fam.**

Type genus: *Palpebrella* Pessagno, n. **gen.**

Description: Forms with faintly costate reniform final chambers and sutural supplementary apertures covered by prominent tunnel-like structures called "palpebra" herein.

Remarks: The Palpebrellidae differ from the Pseudoguembelinidae by having palpebra rather wide

flattened spatulate or blade-like structures over sutural supplementary apertures.

Range: Composite Superzone 1, Zone 1B to top of Zone 1A, Subzone 1A₁; upper Maastrichtian. See Figure 2C herein.

Occurrence: Cosmopolitan. Southern part of Boreal Realm and Tethyan Realm world-wide.

Genus ***Palpebrella*** Pessagno, n. **gen.**

Type species: *Pseudoguembelina palpebra* Brönnimann and Brown, 1953.

Description: Test biserial, usually costate with tunnel-like apertural flaps or palpebra over sutural supplementary apertures. Palpebra costate, papilose with prominent rims along their distal ends (See Plate 5, figures 4-5; 24-25).

Remarks: *Palpebrella* Pessagno, n. gen., differs from *Pseudoguembelina* Brönnimann and Brown by having palpebra rather than flattened flaps over sutural supplementary apertures. The first appearance of *Palpebrella* at the base of Superzone 1 is a punctualistic evolutionary event. Although one can assume that the likely ancestor for species of *Palpebrella* is *Pseudoguembelina costulata*, no transitional forms are known to the senior author.

Range: Composite Superzone 1, Zone 1B (base) to top of Zone 1A Subzone 1A₁ ; upper Maastrichtian.

Entymology: *Palpebra* (Latin, noun: *Palpebra* = eyelid+ diminutive *-ella* (Latin diminutive = small, tiny).

Occurrence: Cosmopolitan. Southern part of Boreal Realm and Tethyan Realm.

Palpebrella kempensis (Esler)

Plate 5, figures 23-24

Pseudoguembelina kempensis Esler, 1968, p. 168-169, text-figs. 1-5.

Pseudoguembelina kempensis Esler, Smith and Pessagno, 1973, p. 26, Pl. 7, figs. 1-9; pl. 8, figs. 1-4.

Description slightly modified from that of Smith and Pessagno: Test laterally compressed, slightly lobate, rarely having a small planispirally coiled initial stage; flattened to weakly inflated, later chambers strongly inflated, about as broad, as high, increasing rapidly in size as added to the preceding chamber; in lateral view, terminal two or three chambers somewhat crescent-shaped, greater in width than height, extending apically over the crest of the preceding chamber; in lateral view, terminal two or three pairs of chambers strongly constricted along the

peripheral margin of the test, forming a keel-like ridge extending from the basal portion of the chamber over the crest of the preceding chamber and merging with the previous chamber ridge; in apertural view, initial two or three pairs of biserial chambers weakly inflated, suddenly becoming highly inflated, ovate, and two or three times greater in width than height resulting in, flush, later becoming rather broad resulting in a distinct knobby appearance along the peripheral margin of the test; sutures initially and strongly depressed; wall finely perforate, longitudinally costate; costae fine, closely spaced, discontinuous, following the contour of the chamber surfaces; ultimate chamber usually more finely costate and rarely somewhat smooth; primary aperture interiomarginal, a broad, rather highly arched semicircular opening bordered by a slightly thickened lip; terminal two or three chambers with distinct accessory apertures, each chamber with two accessory apertures, one on each side of the test, near the median line; accessory apertures covered by low and broadly arched ponticuli covered with laterally situated massive costae; terminal part of each ponticulus with massive ridge parallel to its terminus.

Range: Upper Maastrichtian. Composite Superzone 1, Zone 1B, Subzone 1B₂ to Zone 1A, Subzone 1A₁.

Occurrence: Southern part of Boreal Realm, Tethyan Realm. Escondido Formation, Seco Creek, north of D'Hannis, Medina County, Texas. Papagallos Shale at Pessagno (1969) Locality MX 174; Mendez Shale s.s. at its type locality at Mendez Station; and Guyaguayre Formation of Trinidad.

Palpebrella palpebra Brönnimann and Brown

Plate 6, figures 4-5

Pseudoguembelina palpebra Brönnimann and Brown, 1953, p. 155, text-figs. 9a-b; 10a-b.

Pseudoguembelina excolata (Cushman). Gallitelli, 1953, p. 139, pl. 31, fig. 23.

Pseudoguembelina excolata (Cushman). Loeblich and Tappan, p. C656, fig. 525: 5-6.

Pseudoguembelina palpebra Brönnimann and Brown. Pessagno, 1967, pl. 78, figs. 1-2; 3.

Pseudoguembelina palpebra Brönnimann and Brown. Smith and Pessagno, 1973, p. 28, pl. 8, figs. 5-6; 9-10.

Remarks: *Palpebrella palpebra* differs from *P. kempensis* by lacking a keel and massive costae and having a palpebra lacking coarse costae. Both species have a well-developed rim along the distal parts of their palpebra.

Range: Superzone 1, Zone 1B, Subzone 1B₂ to Zone 1A, Subzone 1A₁.

Occurrence: *Palpebrella palpebra* was initially described by Brönnimann and Brown (1953, p. 150), from the construction pit of the Gran Templo Nacional Masonico at the northwest corner of Paseo Carlos III and Calzada de Be1ascoain (Padre Varela), Havana, Cuba, in strata assignable to the uppermost Maastrichtian and Composite Superzone 1, Zone 1A, Subzone 1A₁. *P. palpebra* also occurs in the Highbank Formation of Texas just south of the FM413 bridge over the Brazos River, Falls County, Texas; in the Arkadelphia Shale of southwestern Arkansas; and in the Mendez Shale s.s. of Mexico.

Subsuperfamily **VENTILABRELLILAE** Pessagno, n. **subsuperfam.**

Type genus: *Ventilabrella* Cushman 1928.

Definition: Test with biserial stage followed by two or more chambers arranged in a flabelliform pattern. Costate to vermicular ornamentation.

Range: Upper-most Santonian to upper-most Maastrichtian.

Occurrence: Southern part of Boreal Realm, Tethyan Realm, northern part of Austral Realm.

***Ultraventilabrella* Pessagno, n. gen.**

Type species:* *Ventilabrella eggeri glabrata

Description: Forms with *Heterohelix* biserial stage followed by a multiserial consisting of twenty or more chambers arranged in a single plane; chambers with fine costae or vermicular ornamentation; biserial stage comprises about two and a quarter of the length of the test.

Etymology: Ultra Latin beyond + *Ventilabrella*.

Range: Upper Santonian to upper Maastrichtian.

Occurrence: Southern part of the Boreal Realm, Tethyan Realm, Northern part of Austral Realm.

Ultraventilabrella glabrata (Cushman).

Plate 5, figures 19-23; 28.

Ventilabrella eggeri glabrata Cushman 1938, p. 2-28.

Remarks: Test with medium costae. One or two rows of pores, some impinging on costal elements.

Range: Upper Santonian to upper Campanian.

Occurrence: Southern part of Boreal Realm, Tethyan Realm in so far as known. In Texas this species occurs in the Pen Formation in Big Bend National Park and in the Davis Mountains (Jeff Davis County, the Nueces River Member of the Austin Chalk (Uvalde County); the Burditt Member of the Austin Chalk (Bexar and Travis counties); the Waxahachie Member of the Austin Chalk (Ellis and Dallas counties); Gober Member of the Austin Chalk (Fannin and Lamar Counties). The Brownstown Member of the Taylor Formation Dallas and Ellis counties (Southwestern

Arkansas (See Pessagno 1969). The Cariblanco Formation of Puerto Rico (Pessagno, 1962) and in the San Felipe and Mendez Shale of Mexico (See Pessagno 1967, 1969).

Genus Ventilabrella Cushman.

Type species: *Ventilabrella eggeri* Cushman, 1928. Emended by Martin (1973). See below.

Remarks: The diagnosis of Martin is accepted herein.

Range: Upper Santonian to lower Campanian.

Occurrence: Southern part of Boreal Realm, Tethyan Realm, northern part of Austral Realm.

Ventilabrella eggeri Cushman.

Plate 5, Figures 14-15.

Ventilabrella eggeri Cushman, 1928, p. 2, pl.1, figs.10-12.

Ventilabrella eggeri Cushman. Martin, 1972, p. 85, pls. 1-4.

Remarks: Martin (1972, p. 85) selected a neotype for *Ventilabrella eggeri*. Her diagnosis is followed herein.

Type locality: According to Martin, the neotype was selected from the same stratigraphic horizon that *Ventilabrella eggeri* was selected from what is currently referred to as the Brownstown Member of the Taylor Formation at locality TX 252 of Pessagno (1967) on the south bank of Tradinghouse Creek, McLennan County, Texas 53.5 feet (16m) above creek level. The strata at this locality consist of buff-weathering calcareous mudstone that breaks with conchoidal fracture.

Range: Upper Santonian to lower Campanian. Superzone UK3, 3A to Superzone 2, Zone 2D, Subzone 2D₂.

Occurrence: Brownstown Member of the Taylor Formation in South Central and North Central Texas.

CONCLUSIONS

(1) A new planktonic foraminiferal zonation is introduced for the Upper Cretaceous strata of east-central Mexico, Texas, southwestern Arkansas, and the Caribbean. The foundation of this zonation is a new biozone which is referred to herein as a "Composite Zone".

Evolutionary events known as "primary marker events" are used as the principal means of defining composite zonal boundaries. Primary marker events are biohorizons that reflect an evolutionary event among Upper Cretaceous planktonic foraminifera. Primary marker events, such as the first occurrence of double-keeled planktonic foraminifera, are easily recognizable and are not immersed in the morass of taxonomic problems that surround many genera and species of Upper Cretaceous planktonic foraminifera. "Primary marker taxa" supplement primary marker events in marking composite zonal boundaries.

(2) The uppermost part of the Lower Cretaceous (uppermost Albian/Vraconian), the Upper Cretaceous and lower-most Paleogene strata of the western Gulf Coast and Caribbean are divided into eight composite superzones, nineteen composite zones, and thirteen composite subzones.

(3) Our studies indicate that the first occurrences and last occurrences of planktonic foraminiferal taxa in Cenomanian of the Western Interior are incorrect when compared to those in the abyss-pelagic San Felipe Formation at Boca Canyon in the Sierra de La Silla, Nuevo Leon, Mexico and the Eagleford Group in Dallas and San Antonio.

(4) Investigations of the type Mendez Shale along the eastern margin of the Tamaulipas Arch indicate that the type Mendez Shale consists of red calcareous mudstone containing a rich planktonic foraminiferal assemblage assignable to Composite Superzone 1, Zone 1A, Subzone 1A₁ at Cretaceous-Tertiary boundary localities along the Manuel-Aldama Road and at the type locality of the Mendez Shale at the southeast end of the outcrop at Mendez Station. At these localities there are virtually no event beds present and red mudstone continues across the Cretaceous-Tertiary boundary with no disconformity present. The Manuel-Aldama Road localities are approximately 20mi(32km.) from Arroyo Mimbral. This field data clearly indicates that the Alvarez Bolide Hypothesis is invalid.

REFERENCES CITED

- Al Shuaibi, A. A., 2006. *Coniacian to lowermost Campanian stratigraphy of the Austin Chalk, Northeast Texas*. Unpublished Ph.D. Dissertation, The University of Texas at Dallas: 1-220, pls. 1-6; figure 1-58.
- Al Shuaibi, A. A., 2012. *Pessagnoites, A new foraminiferal genus from the Upper Cretaceous of the Austin Chalk, northeast Texas*. *Micropaleontology*: 57 (1): 87-91.
- Ángeles-Villeda, M. E., Hinejosa-Espinosa, J. J., López-Oliva, J. G., Gonzalez-Valdés, A., and Livas-Vera, M., 2005. *Stratigraphy and microfacies of the southern part of La Boca Canyon, Santiago, Nuevo Leon, Mexico*. *Revista Mexicanas de Ciencias, Geológicas*: 22(2): 272-281.
- Bolli, H. M., 1957. *The genera Praeglobotruncana, Rotalipora, Globotruncana, and Abathomplalus in the Upper Cretaceous of Trinidad*. In Bolli, H. M., Loeblich, A. R., Jr. and Tappan, H. et al. *Studies in foraminifera*. U. S. National Museum Bulletin 215: 1-323, 74 plates, 30 figures.
- Brown, C. W. and Pierce, R. L., 1963. *Palynologic correlations of the Eagleford Group, Southeast Texas*. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*: 46(12): 2133-2147, 19 figs., 1 table.
- Caron, Michele, Dall'Agnolo, Acarrie, S., Barrera, H., Kauffman, E., Amédro, D. E., Robaszynski, F. 2006. *High resolution stratigraphy of the Cenomanian-Turonian Boundary Interval at Pueblo (USA) and Wadi Bahloul (Tunisia): Stable Isotope and Bioevents Correlation*. *Geobios* 39: 171-200.
- Cobban, W. A., Hook, S. C., and McKinney, K. C., 2008. *Upper Cretaceous Molluscan Record along a Transect from Virden, New Mexico to Del Rio, Texas*. *New Mexico Geology*: 30(3): 75-92.
- Cobban, W. A., Walaszyki, J. D., and McKinney, K. C., 2006. *Upper Cretaceous middle Cenomanian to Maastrichtian of the Western Interior of the United States based on ammonites, inoceramids, and radiometric ages*. U. S. Geological Survey Open-File Report 2006-1250: 50 p.
- Durham, C. O., 1957. *The Austin Group in Central Texas*. PhD Dissertation, Columbia University, 54 p.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., and Hilgen, F. J., 2012. *On the geologic time scale*. *Newsletters on Stratigraphy*: 45(2): 171-178.
- Graham, J. M., 1995. *Lithostratigraphy, microfacies and foraminiferal biostratigraphy of the Santonian-lower Campanian strata in the Trans-Pecos Region, West Texas*. Unpublished Ph.D. Dissertation, The University of Texas at Dallas: 1-432, pls. 1-21, figures 1-106.
- Holloway, J. W., 1999. *Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Austin Chalk from San Antonio west to the Anacacho Mountains*. Unpublished Ph.D. Dissertation: The University of Texas at Dallas: 1-266, pls. 1-9, figure 1-61.
- Hook, S.C. and Cobban, 2013. *Middle Turonian (Late Cretaceous) rudistids from the lower tongue of the Mancos Shale, Lincoln County, New Mexico*. *New Mexico Geology*: 51: 13-20.
- International Subcommission on Cretaceous Stratigraphy, 2004. In *International Commission on Stratigraphy (ICS) Consolidated Annual Reports for 2004*: 1-163.
- Karaminia, S. M., 2006. *Extraction of calcified Radiolaria and other calcified fossils from micritic limestone utilizing acetic acid*. *Micropaleontology*: 50(3): 301-306, 5 figures, 2 plates.
- Keller, G., Stinnesbeck W., Adatte, T., MacCleod, N., and Lowe, D. R., 1994. *Field Trip Associated with the Conference on New Developments regarding the KT Event and other Catastrophes in Earth History*. Lunar and Planetary Institute: LPI Contribution 827: 1-115.
- Keller, G., Adatte, T., Gradin, S., Bartolini, A., Bajpai, S., 2008. *Main Deccan volcanism phase ends at the K-T mass extinction: Evidence from the Krishna-Godavari Basin, SE India*. *Earth and Planetary Science Letters*: 286: 293-311.
- Keller, G., 2008. *Cretaceous climate, volcanism, impacts and biotic effects*. *Cretaceous Research*. 29: (5/6), 754-771.

Keller, G., Sharma, R., Khosla, A., Khosla, S.C., Bajpai, S., 2009. *Early Danian planktic foraminifera from Intertrappean beds at Jhilmili, Chhindwara District, Madhya Pradesh, India*. Jour. Foram. Res.: 39(1), 40-55.

Keller, G., Adatte, T., Bajpai, S., Khosla, A., Sharma, R., Widdowson, M., Khosla, S.C., Mohabey, D.M., Gertsch, B., Sahni, A., 2009. *KT Transition in Deccan Traps of central India marks major marine seaway across India*. EPSL: 282: 10-23.

Keller, G., Bhowmick, P.K., Upadhyay, H., Dave, A., Reddy, A.N., Jaiprakash, B.C., Adatte, T., 2011. *Deccan volcanism linked to the Cretaceous-Tertiary Boundary (KTB) mass extinction: New evidence from ONGC wells in the Krishna-Godavari Basin, India*. J. Geol. Soc. India. 78: 399- 428.

Keller, G., 2012. *The Cretaceous-Tertiary Mass Extinction, Chicxulub Impact and Deccan Volcanism*. In: Talent, J. (ed.), *Earth and Life, Extinction intervals and Biogeographic Perturbations through Time*. Springer Science and Media, Dordrecht: 759-793.

Keller, G., Adatte, T., Bhowmick, P.K., Upadhyay, H., Dave, A., Reddy, A.N., Jaiprakash, B.C., 2012. *Nature and timing of extinctions in Cretaceous-Tertiary planktic foraminifera preserved in Deccan intertrappean sediments of the Krishna-Godavari Basin, India*. EPSL: 341-344; 211-221.

Punekar, J., et al., 2014. *Effects of Deccan volcanism on the paleoenvironment and planktic Foraminifera: A global Survey, in Keller, G., Kerr, A. (eds.), Volcanism, Impacts and Mass Extinctions: Causes and Effects*. Geological Society of America Special Paper 505, doi:10.1130/2014.2505(04).

Keller, G., 2014. *Deccan volcanism, the Chicxulub impact and the end-Cretaceous mass extinction: Coincidence? Cause and Effect?* In Keller, G., Kerr, A. (eds.), *Volcanism, Impacts and Mass Extinctions: Causes and Effects*, Geological Society of America Special Paper 505.

Kennedy, W. J., Walaszczk, and Cobban, W. A., 2005. *The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Turonian Stage of the Cretaceous: Pueblo, Colorado, U.S.A*. Episodes 28(2): 93-104, figures 1-10.

Kennedy, W. J., Gale, A. S., Lees, J. A., and Caron, M., 2004. *The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Cenomanian Stage, Mont Risou, Hautes-Alpes, France*. Episodes: 27(1): 21-32.

International Subcommission on Cretaceous Stratigraphy, 2004. In International Commission on Stratigraphy (ICS). *Consolidated Annual Reports for 2004*: 1-163.

Longoria, J. F., 1974. *Stratigraphic, Morphologic and Taxonomic Studies of Aptian Planktonic foraminifera*. Revista Espanola de Micropaleontologia. Numero Extraordinario: 1-107, pls. 1-27, tables 1-8, figure 1-9.

Longoria, J. F. and Davila, V., 1979. *Estratigrafia y Microfacies Del Cerro de La Silla SE de Monterrey*. Bol. Dept. Geol. Univ. Sonora. 2, 1: 65-95.

Longoria, J. F., and Pessagno, E. A., Jr., 1973. *Mesozoic foraminifera Leg 15*. Deep Sea Drilling Project. In, Egad, N. T., Saunders, J. B., et. al. Initial Reports Deep Sea Drilling Project XV: 549-552.

Michael, F. Y., 1972. *Studies of foraminifera from the Comanchean Series*. Cushman Foun. for Foraminiferal Research, 2: 200-220.

Molina, E., Alegret, L., Arrenillas, I., Arz, J. A., Gallala, N., Hardenbol, J., Von Salis, K., Steurbaut, E., Vandenberghe, N., Zaghbib-Turki, D., 2006. *The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene*. Episodes: 29(4): 264-275.

Muir, J. M., 1936. *Geology of the Tampico Region, Mexico*. Book: Amer. Assoc. of Petrol. Geol.: 1-280.

Molina, E., Alegret, L., Arrenillas, I., Arz, J. A., Gallala, N., Hardenbol, J., Von Salis, K., Steurbaut, E., Vandenberghe, N., Zaghbib-Turki, D., 2006. *The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, "Tertiary", Cenozoic) at El Kef, Tunisia - Original definition and revision*. Episodes: 29(4): 264-275.

Murray, G. E., 1961. *Geology of the Atlantic and Gulf Coastal of North America*. New York. Harper Brothers: 1-692.

Nash, S.L., 1981. *A neotype for the Pseudotextularia (Rzehak) 1891*. Journal of Foraminiferal Research: 11(1): 70-75.

Nebrigic, D., 2006. *Cenomanian-Turonian planktic foraminiferal bioevents during the time of Global Oceanic Anoxic Event II and maximum sea level rise, Western Interior Basin*. Unpublished Ph.D. Dissertation, The University of Texas at Dallas: 1-465.

O'Connell, 2019. *Holes in the bottom of the Sea: History, Revolutions, and future Opportunities*. GSA Today: 29: 2-4: 1-4)

Odin, G. A. and Laminariales, M. A., 2001. *The global Campanian-Maastrichtian stage boundary*. Episodes 24(4): 231-238.

Olsson, R. K., Miller, K. G., Browning, J. V., Habib, D., and Sugarman, P. J., 1997. *Ejecta layer at the Cretaceous-Tertiary boundary, Bass River, New Jersey (Ocean Drilling Program Leg 174AX)*. Geology 25(8): 759-762.

Percival, S. F., 1991. In Thompson, L., Heine, C. J., Percival, S. F., and Selznick, M. R., *Stratigraphy and micropaleontology of the Campanian shelf in northeast Texas*. Micropaleontology Special Publication 5: 9-96.

Pessagno, E. A., Jr. 1960. *Stratigraphy and Micropaleontology of the Cretaceous and Lower Tertiary of Puerto Rico*. Micropaleontology: 6(1): 87-110, pls. 1-5, figure 1-2.

Pessagno, E. A., Jr. 1962. *Upper Cretaceous Stratigraphy and Micropaleontology of south-central Puerto Rico*. Micropaleontology: 8(3): 349-368, pls. 1-6.

Pessagno, E. A., Jr. 1967. *Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the Western Gulf Coastal Plain*. Paleontographica Americana: 5(37): 249-441, pls. 48-101, figures 1-63.

Pessagno, E. A., Jr. 1969. *Upper Cretaceous stratigraphy of the western Gulf Coast area of Mexico, Texas, and Arkansas*. Geol. Soc. Amer. Memoir 111: 1-139.

Pessagno, Jr., E. A., Blome, C., and Longoria, J. F., 1984. *A revised radiolarian zonation for the Upper Jurassic of western North America*. Bull. Amer. Paleon.: 87(320): 51p., pls. 1-5, figure 1-3.

Pessagno, E. A., Jr., Longoria, J. F., Smith, C. C., AlShuaibi, A. A., Thompson, L. B., Graham, J., and Holloway, J. W. *Definition, Emendation, and Microfacies Analyses of Upper Cretaceous and Lower Paleogene Lithostratigraphic Units in Texas*. Maya Revista de Geociencias, p. 1-28, Figures 1A-11D.

Pessagno, E. A., Jr., Montgomery, H., Soegaard, C., Smith, C., Muñoz, I., and Pessagno, J. 1992. *Misconceptions concerning the Cretaceous/Tertiary boundary at the Brazos River, Falls Country, Texas*. Earth and Planetary Sciences Letters: 109: 593-600.

Powell, J. D., Pessagno, E. A., Jr., McNulty, C. L., Rothwell, W. T., Schell, W. W. and Williams, T. E. 1970. *Field trip guidebook for the first Interamerican Micropaleontological Colloquium*: 1-36.

Primoli-Silva, I. and Bolli, H. M., 1973. *Late Cretaceous to Eocene planktonic foraminifera of Leg 15 sites in the Caribbean Sea*. Deep Sea Drilling Project 111: 499-547, pls. 1-10.

Reaser, D. F., 2002. *Geology of the Dallas-Fort Worth Metroplex and Local Geologic/Meteorologic Hazards*. Pearson Custom Publishing, USA: 84-117

Schulte, P.; Laia A. Arenillas, i.; Arz, J. A.; Barton, P. J.; Bown, P. R.; Bralower, T. J.; Christeson, G. L.; Claeys, P.; Cockle, C. S.; Collins, G. S.; Deutsch, A.; Goldin, T. J.; Goto, K.; Grajales-Nishimura, J. M.; Grieve, R. A. F.; Gulick, S. P. S.; Johnson, K. R.; Kiessling, W.; Koeberl, C.; Kring, D. A.; MacLeod, K. G.; Matsui, T.; Melosh, J.; Montanari, A.; Morgan, J. V.; Neal, C. R.; Nichols, D. J.; Norris, R. D.; Pierazzo, E.; Ravizza, G.; Rebolledo-Vieyra, M.; Reimold, W. J.; Robin, E.; Salge, T.; Speijer, R. P.;

Sweet, A. R.; Urrutia-Fucugauchi, J.; Vajda, V.; Whalen, M. T.; and Willumsen, P. S., 2010. *The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous-Paleogene boundary*. Science (AAAS) 327 (5970): 1214–1218.

Sellards, E. H., Atkins, W. S., and Plummer H. B., 1931. *The Geology of Texas*: Texas University Bulletin 3232: 1-1007.

Sissingh, W., 1977. *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. Geologica Mijnbouw: 56(1): 37-65.

Smit, J., Montanari, A, Swinburne, N. H. M., Alvarez, W., Hildebrand, A. R., Margolis, S. V., Claeys, P., Lowries, W., and Asaro, F., 1992. *Tectite-bearing, deep-water clastic unit at the Cretaceous-Tertiary boundary in northeastern Mexico*. Geology: 20: 99-103.

Smith, C. C., 1981. *Coniacian and early Santonian portions of the Eagleford and Austin groups of Texas*: U. S. Geological Survey Professional Paper 1075: 1-98, 14 figs., 16 pls.

Smith, C. C. and Pessagno, E. A., Jr., 1973. *Planktonic foraminifera and stratigraphy of the Corsicana Formation (Maastrichtian) North-Central Texas*. Cushman Foundation for foraminiferal Research Special Publication Number 12: 1-67, pls. 1-27, figure 1-24.

Stinnesbeck, W.; Barbarin, H. J. M.; Keller, G.; Lopez-Oliva, J. G.; Pivnik, D. A.; Lyons, J. B.; Officer, C.B.; Adatte, T.; Graup, G.; Rocchia, R.; and Robin, E. 1993. *Depositional history of channel deposits near the Cretaceous-Tertiary boundary in Northeastern Texas: Catastrophic or "normal" sedimentary deposits?* Geology, 21:797-800.

Thompson, L. B., 1991. *Late Santonian to early Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy of northeast Texas*. In Thompson, L., Heine, C. J., Percival, S. F., and Selznick, M. R., *Stratigraphy and micropaleontology of the Campanian shelf in northeast Texas*: Micropaleontology Special Publication 5: 9-66, pls. 1-6, figure 4-33.

Vaughan, T.W., 1895. *Field notes of summer of 1895 pertaining to the type section of the Anacacho Formation and other formations in Anacacho Mountains area of southwestern Texas*: U.S. National Museum.

Vaughan, W.T., 1900. *Reconnaissance in the Rio Grande coalfields of Texas*: U.S. Geol. Survey, Bull. no. 164, pp. 1-88.

Young, Keith, 1963. *Upper Cretaceous ammonites from the Gulf Coast of the United States*. Texas Univ. Pub., no. 6304: 1-373, pls. 1-82, figs. 1-34, tables 1-13.

EXPLANATION OF PLATES

The plates to follow represent a combination of scanning electron micrographs from the senior author and various co-authors; photos of thin-sectioned specimens from Pessagno (1967) and Smith and Pessagno (1973); and Adobe Photoshop reversed images of drawings presented by Pessagno (1967). Some photos are darkfield illumination images from Pessagno (1967). The origin of all photos is presented in the plate descriptions for plates 1-7. All illustrations depict PMT.

PLATE 1

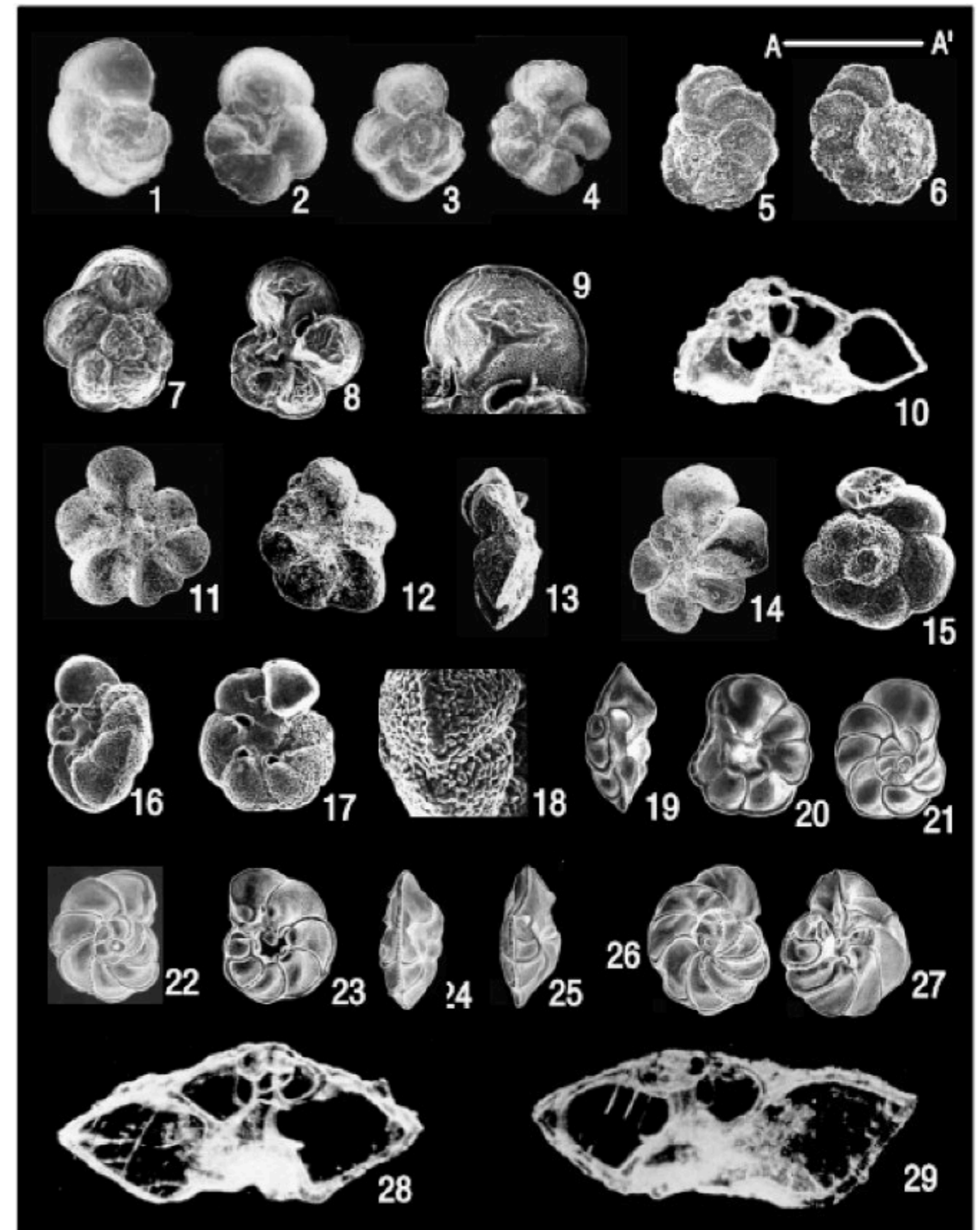


Plate 1

All figures are of Primary Marker Taxa (PMT) among the Cretaceous planktonic foraminifera of Texas and Mexico. The size of coiled specimen in μm is referenced to A-A' in figure 14. A-A' in all other specimens except for thin-sections = north-south distance of viewing area.

- 1-2 *Thalmanninella evoluta* (Sigal). Grayson formation. Sample locality D1, Powell et al. (1970). A-A' = 422 μm .
 3-4 A-A' = 410 μm .
 5-6 *Planomalina buxtorfi* (Gandolfi). Mainstreet Formation, Godley, Texas of Holloway (1999); = Georgetown Formation (Senior writer's new correlation). (See figure 61 of Holloway for locality map). A-A' = 229 μm .
 7-8 *Rotalipora cushmani* (Morrow). Eagleford Group, Britton Formation. Sample locality D2 of Powell et al. (1970). A-A' = 422 μm .
 9 *Rotalipora cushmani* (Morrow). Eagle Group, Britton Formation. Sample locality D2 of Powell et al. (1970). A-A' = 337.6 μm .
 10 *Rotalipora cushmani* (Morrow). Eagle Group, Britton Formation. Sample locality TX 357 of Pessagno (1967, Pl. 101, fig. 6). A-A' = 352 μm .
 11-14 *Thalmanninella montsalvensis* (Mornod). Mainstreet Formation, Godley, Texas of Holloway (1999); = Georgetown Formation (Senior writer's new correlation). (See figure 61 of Holloway for locality map). A-A' = 166.5 μm .
 15-18 *Anaticinella multiloculata* (Morrow). From Longoria (1974). A-A' = 447 μm in figures 15-17. Scale = 190 μm in figure 18.
 19-21 *Thalmanninella evoluta* (Sigal). Topotype. Locality Type 5B. From Pessagno (1967, Pl. 49, figures 12-14). Grayson Formation at Shoal Creek, Austin, Travis County, Texas. Note straight, depressed sutures on umbilical side of test. A-A' = 302 μm .
 22-24 *Thalmanninella appenninica* (Renz). Note curved raised sutures on the umbilical side of the test. MX 156: San Felipe Formation at Boca Canyon southeast of Monterey, Nuevo Leon, Mexico (See figures 1A-1B herein). A lectotype for this taxon was selected for this taxon by Pessagno (1967). The figured specimen is from Pessagno (1967, Pl. 50, figures 4-6). A-A' = 505 μm .
 25-27 *Thalmanninella greenhornensis* (Morrow). MX 156: San Felipe Formation at Boca Canyon southeast of Monterey, Nuevo Leon, Mexico (See figures 1A-1B herein). From Pessagno (1967, Pl. 51, figures 15-17). A-A' = 533 μm .
 28 *Thalmanninella appenninica* (Renz). MX 156: San Felipe Formation at Boca Canyon southeast of Monterey, Nuevo Leon, Mexico (See figures 1A-1B herein). From Pessagno (1967, Pl. 101, figure 1). A-A' = 574 μm .
 29 *Thalmanninella greenhornensis* (Morrow). MX 156: San Felipe Formation at Boca Canyon southeast of Monterey, Nuevo Leon, Mexico (See figures 1A-1B herein). From Pessagno (1967, Pl. 101, figure 1). A-A' = 645 μm .

PLATE 2

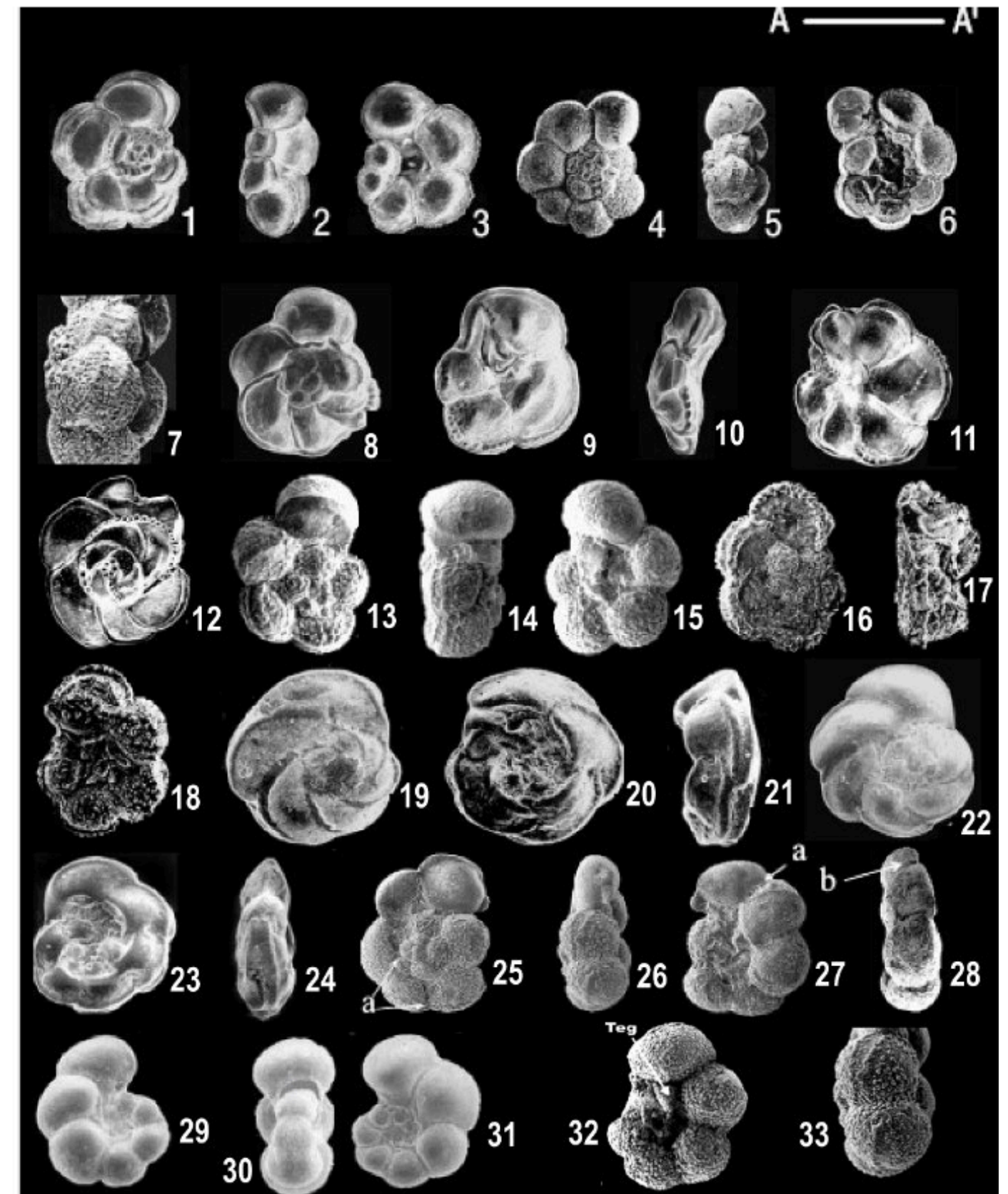


Plate 2

All figures are of Primary Marker Taxa (PMT) among the Cretaceous planktonic foraminifera of Texas and Mexico. The size of coiled specimen in μm is referenced to A-A' in figure 8. A-A' in all other specimens except for thin-sections = north-south distance of viewing area.

1-3 *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli). From Pessagno (1967, Pl. 54, figs. 1-3). TX 105: Eagleford Group, South Bosque Formation. Bouldin Creek, Travis County, Texas. Note the pronounced coarsely bead rim in the last whorl. A-A' in figs. 1-3 = 546 μm .

4-6 *Marginotruncana marginata* (Reuss). From Graham (1994, Pl. 12). RA3-1, Pen Formation, Davis Mountains. A-A' in figs. 4-6 = 900 μm and 132 μm in figure 7.

8-10 *Marginotruncana sigali* (Reichel). From Pessagno (1967, Pl. 54, figs. 4-6). MX 142: 464f above the base of the San Felipe Formation at Boca Canyon southeast of Monterey, Nuevo Leon, Mexico (See figures 1A-1B; 6B herein). A-A' = 522 μm .

11-12 *Marginotruncana sigali* (Reichel). From Pessagno (1967 Pl. 57, figs. 1-2). TX 105: Eagleford Group, South Bosque Formation, Creek, Travis County, Texas. A-A' = 245.7 μm .

13-15 *Dicarinella concavata* (Brotzen) s.s. From AlShuaibi (2006, Pl. 4, figs. 13-15). Bonham Mudstone Member of the Austin Chalk. Rail Road cut near Johnson and Johnson Plant, Sherman, Texas. Sample locality JJ3. A-A' = 458 μm .

16-18 *Dicarinella asymetrica* (Sigal). From Graham (1994, Pl. 16, figs. 15-17). Pen Formation, Cottonwood Creek. Sample locality CP6-4. A-A' = 600 μm .

19-21 *Marginotruncana renzi* (Gandolfi) s.s. from Powell et al. (1971). Austin Chalk Sample locality D5. A-A' = 398 μm .

22-24 *Marginotruncana angusticarinata* (Gandolfi). Note the extraumbilical non-umbilical position of the primary aperture in figure 28. From Powell et al. (1971). Austin Chalk Sample locality D5. A-A' = 593.6 μm .

25-28 *Pessagnoites ectorensis* AlShuaibi. Note point "b" in figure 15 and 16 showing sutural supplementary apertures on umbilical side. Ector Member. Farm Market Road 898 Sample locality EC02-4. A-A' = 323 μm

29-31 *Globigerinelloides bentonensis* (Morrow). San Felipe Formation. Sample MX156 at Mamulique Pass, on the Mexico D. F.-Nuevo Laredo Highway. A-A' = 335 μm .

32 *Pessagnoites ectorensis* AlShuaibi. Arrow in figure 37 points to tegilla. Ector Member. Farm Market Road 898 Sample locality EC02-4. A-A' = 227 μm .

33 *Pessagnoites ectorensis* AlShuaibi. Edge view showing double keel. Ector Member. Farm Market Road 898 Sample locality EC02-4. A-A' = 184.5 μm .

PLATE 3

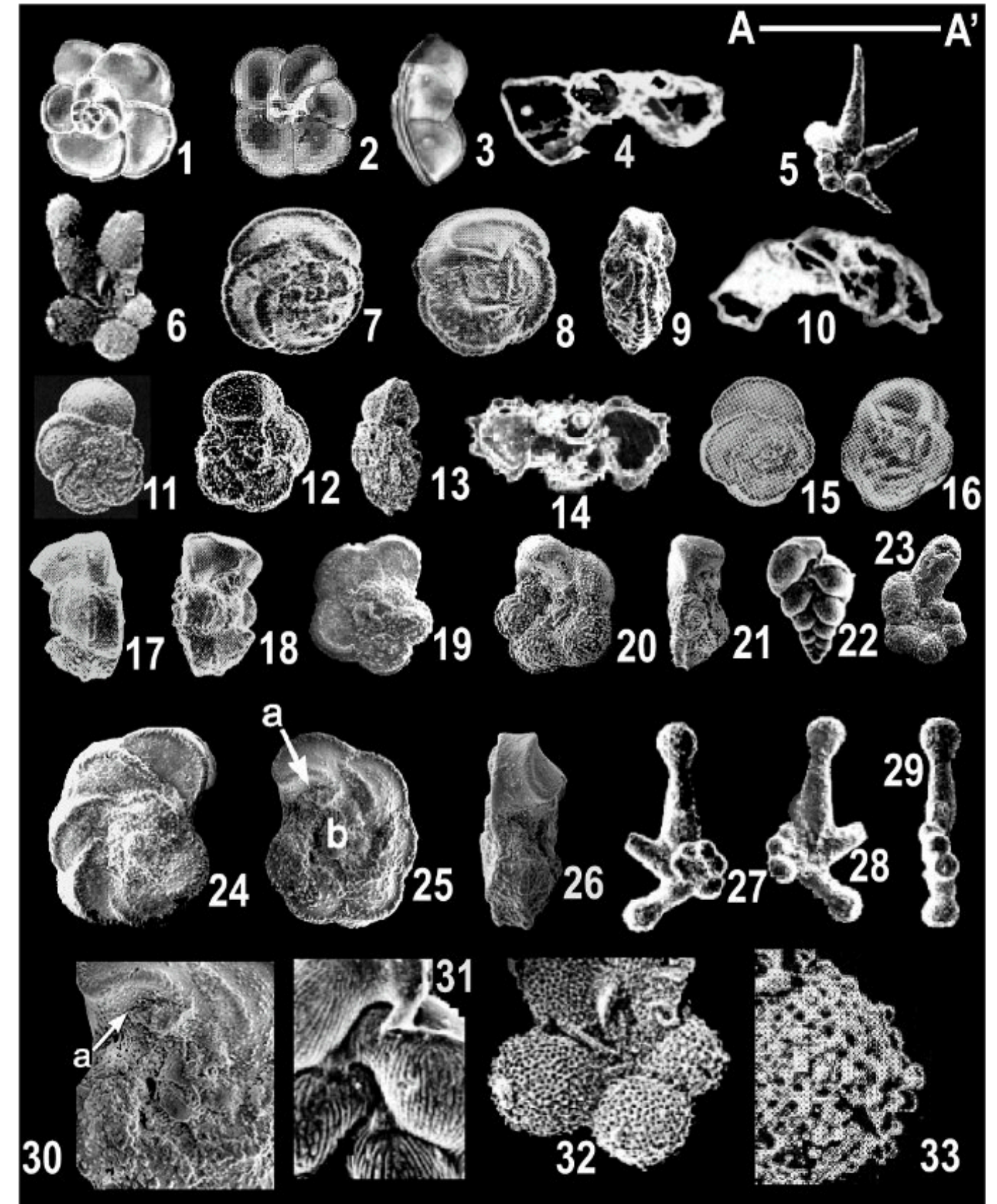


Plate 3

All figures are of Primary Marker Taxa (PMT) among the Cretaceous planktonic foraminifera of Texas and Austria. The size of coiled specimen in μm is referenced to A-A' in figure 8. A-A' in all other specimens except for thin-sections = north-south distance of viewing area.

1-3 *Dicarinella indica* (Jacob and Sastry). Eagleford Group, South Bosque Formation. Sample locality TX 333 of Pessagno (1967, 1969) from Pessagno (1967) pl. 55, figs. 8-10. A-A' = 216 μm .

4 *Dicarinella indica* (Jacob and Sastry). Thin-sectioned specimen from Pessagno (1967, pl. 98, fig. 2). Sample locality TX 353: Eagleford Group, South Bosque Formation. A-A' = 500 μm .

5 *Hastigerinoides alexanderi* (Cushman) from Graham (1995, pl. 7, fig. 18). Pen Formation, Cottonwood Creek, Big Bend National Park. Sample locality CP2-5. A-A' = 200 μm .

6 *Hastigerinoides* D of Graham (1995, pl. 7, 20). Pen Formation. Sample locality BS1-1. A-A' = 111 μm .

7-9 *Globotruncana fornicata* (Plummer) from Graham (1995, pl. 14, figs. 1-3). Pen Formation, Davis Mountains. A-A' = 188 μm .

10 *Globotruncana fornicata* (Plummer). Thin-section from Pessagno (1967, pl. 96, fig. 3). Marlbrook Member of Taylor Formation. Pessagno (1967, pl. 96, fig. 3). Sample locality type 6: Type locality of *Globotruncana fornicata* Plummer (1931). A-A' drawn between anterior and posterior parts keel = 611 μm .

11-13 *Globotruncana bulloides* (Vogler) from Graham (1995, pl. 15, figs. 1-3). Pen Formation at Cottonwood Creek, Big Bend National Park. Sample locality CP2. A-A' = 200 μm .

14 *Globotruncana bulloides* (Vogler). Taylor Formation, Marlbrook Member. Sample locality TX 158 of Pessagno (1967, pl. 97, fig. 14; 1969). Vertical thin-section. A-A' drawn between two keels = 406 μm .

15-18 *Dicarinella asymetrica* (Sigal). TX 242 of Pessagno (1967). Waxahachie Member of Austin Chalk (Pessagno et al. 2023). Note prominent umbilical shoulder on the edge of umbilicus. Scales = 602 μm .

19-21 *Dicarinella concavata* (Brotzen) s.s. Bonham Member of Austin Chalk. Johnson and Johnson Plant locality in railroad cut. Sample JJ3 of AlShuaibi (2006). Scale = 229.4 μm .

22 *Pseudoguembelina* sp. of Graham (1995). Pen Formation, Davis Mountains, Brewster County, Texas. Sample TX3. Scale = 60 μm .

23 *Hastigerinoides subdigitata* (Carman). Bruceville Member. Belt Line Road locality. AlShuaibi (2006, pl. 1, fig. 36). Sample locality BLR3. Scale = 271 μm .

24-26 *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno. In Figure 25, a = position of extraumbilical non-umbilical primary aperture; b = umbilical area. Atco Member of Austin Chalk near Cedar Hill, White Rock Escarpment along Mansfield Road east of Locality D3 of Powell et al., 1970). Sample CH10A of AlShuaibi (2006). Scale = 247 μm .

27-29 *Hastigerinoides watersi* (Cushman). From Graham (1995) Pen Formation, Davis Mountains. Sample T13. Scale = 111 μm .

30 *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno. From AlShuaibi and Pessagno (2009). Atco Member of Austin Chalk near Cedar Hill along White Rock Escarpment. Mansfield Road east of Locality D3 of Powell et al., 1970). Sample CH10A of AlShuaibi (2006). **Point a** and **arrow** mark the extraumbilical non-umbilical position of primary aperture. **b** = umbilical area. Scale = 84 μm .

31 *Pseudoguembelina* sp. of Graham (1995). Note narrow flap over sutural supplementary aperture. Pen Formation, Davis Mountains, Brewster County, Texas. Sample TX3. Scale = 30 μm .

32, 33 *Hastigerinoides* sp. A. Note hollow spines discovered by Graham. Pen Formation. Davis Mountains. Sample locality BA1-1. From Graham (1995, pl. 7, fig. 20). Scale in figure 32 = 83 μm . Scale in figure 33 = 54.5 μm .

PLATE 4

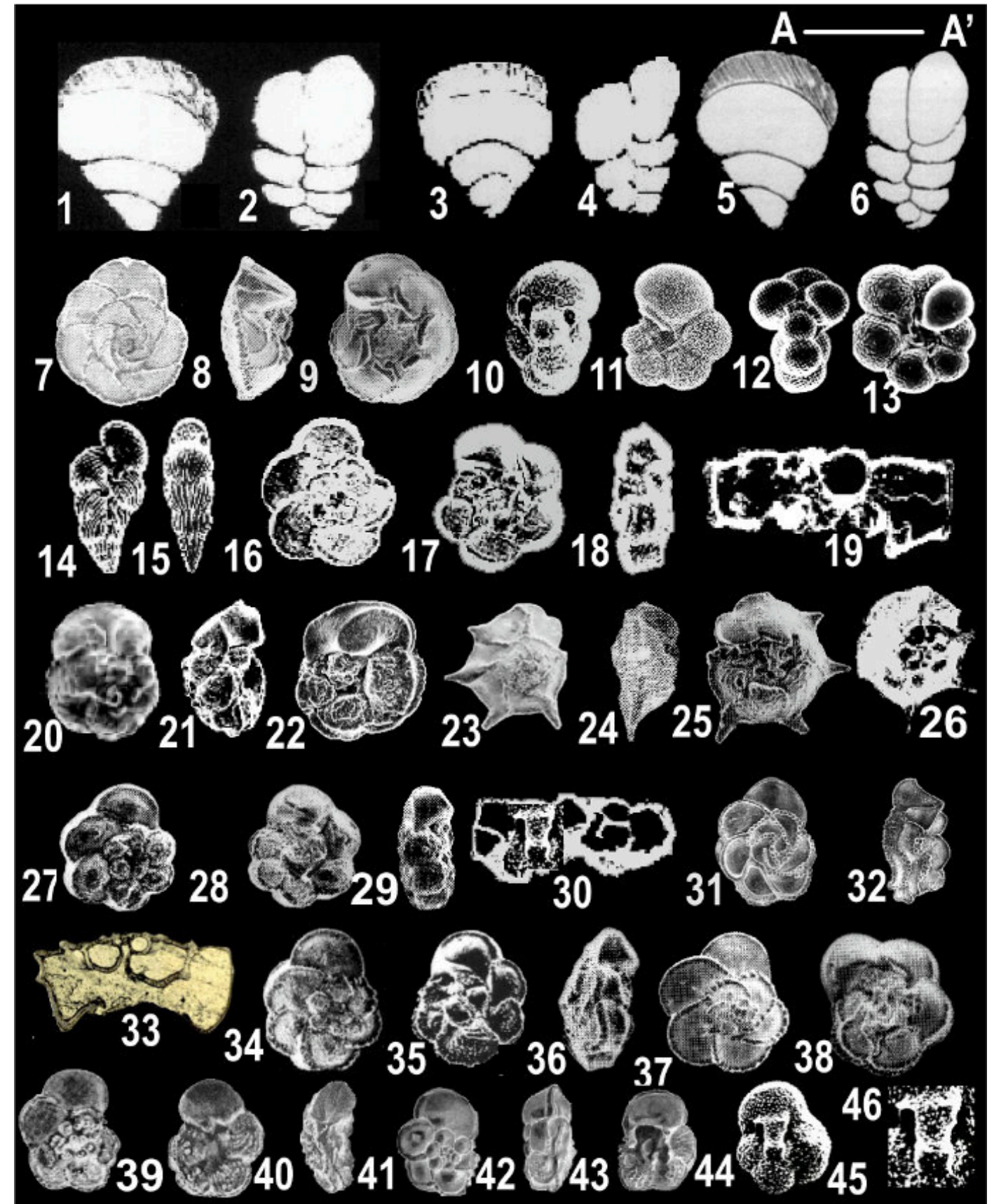


Plate 4

All figures are of Primary Marker Taxa (PMT) among the Cretaceous planktonic foraminifera of Texas. The size of coiled specimen in μm is referenced to A-A' in Figure 8. A-A' in all other specimens except for thin-sections = north-south distance of viewing area.

- 1-2 *Martinella nuttalli* (Voorwijk). Equals lectotype selected herein. Upper Cretaceous of Cuba. Scale = $400\mu\text{m}$.
- 3-6 *Martinella nuttalli* (Voorwijk). Equal paralectotypes selected herein. Upper Cretaceous of Cuba. Scale = $410\mu\text{m}$
- 7-9 *Globotruncanita elevata* (Brotzen). From Smith and Pessagno (1973, pl. 19, figs. 4-6). Corsicana formation. Sample locality TX4AC-6A13. A-A' = $600\mu\text{m}$.
- 10-11 *Globigerinelloides multispina* (Lalicker). Corsicana Formation. Sample locality TX3BA-26AB1. From Smith and Pessagno (1973, pl. 13, figs. 3-4). Individual in early stage of primary aperture development. A-A' = $160\mu\text{m}$.
- 12-13 *Globigerinelloides multispina* (Lalicker). Corsicana Formation. Sample locality TX0E43. From Smith and Pessagno (1973, pl. 13, figs. 5-6). A-A' = $160\mu\text{m}$.
- 14-15 *Pseudoguembelina costulata* (Cushman). Corsicana Formation. Sample locality TX4AC-0C20. From Smith and Pessagno (1973, pl. 6, figs. 1-2). A-A' = $192\mu\text{m}$.
- 16-18 *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny). Marlbrook Member of Taylor Formation. Locality D9 of Powell et al. (1970). A-A' = $600\mu\text{m}$.
- 19 *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny). Thin-sectioned specimen from Pessagno (1967, pl. 97, fig. 11). Sample TX291C. Marlbrook Member of Taylor Formation. Scale = $415\mu\text{m}$.
- 20-22 *Globotruncana plummerae* Gandolfi. Marlbrook Member of Taylor Formation. Sample locality AR11 of Pessagno (1967, pl. 96, fig. 9). Upper Cretaceous of southwestern Arkansas. Distance between posterior and anterior portions of keel. A-A' = $476\mu\text{m}$.
- 23-25 *Globotruncanita calcarata* Cushman. Marlbrook Member of Taylor Formation. Sample locality TX 291C of Pessagno (1967). A-A' = $637\mu\text{m}$.
- 26 *Globotruncanita calcarata* Cushman. Horizontal section. Sample TX291A. Marlbrook Member of Taylor Formation. A-A' = $121\mu\text{m}$.
- 27-29 *Globotruncana hilli* Pessagno. Holotype. From Pessagno (1967, pl. 64, figs. 9-11). Marlbrook Member of Taylor Formation. Sample locality TX 291C of Pessagno (1967, 1969). Inverse image of original drawing. A-A' = $300\mu\text{m}$.
- 30 *Globotruncana hilli* Pessagno. Paratype from Pessagno (1967, pl. 97, fig. 7). Thin-section. Marlbrook Member of Taylor Formation. Sample locality TX 291C of Pessagno (1967, 1969). A-A' drawn between anterior and posterior parts keel. A-A' = $379\mu\text{m}$.
- 31-32 *Globotruncana ventricosa* White. Inverse image of original drawing Sample MX82 Mendez Shale s.s. from east side of Tamaulipas Arch. A-A' = $313\mu\text{m}$.
- 33 *Globotruncana ventricosa* White. Thin-section of topotype of *Globotruncana ventricosa* from locality Type 4 in Mendez Shale s.s. of Pessagno (1967). A-A' = $304\mu\text{m}$.
- 34-36 *Globotruncana lapparenti* Brotzen. From Thompson (1991, pl. 5, figs. 5-7). Brownstown Member of Taylor Formation. Sample locality 5-14-7-1. A-A' = $208\mu\text{m}$.
- 37-38 *Globotruncana ventricosa* White. Topotype from locality Type 4 in Mendez Shale s.s. of Pessagno (1967). Spiral and edge views. A-A' = $194\mu\text{m}$

39-41 *Rugotruncana subcircumnodifer* (Gandolfi) from Pessagno (1967, pl. 74, figs. 1-3: Erratum in on plate 74 description shows these figures as *Marginotruncana pseudolinneiana*). Rio Yauco Formation of Puerto Rico. Sample locality PR 789.32. A-A' = $80\mu\text{m}$.

42-44 *Rugotruncana subpennyi* (Gandolfi). Inverse image from Pessagno (1967, pl. 91, figs. 12-15). Corsicana Formation. Sample locality TX 173 of Pessagno (1967, 1969). A-A' = $248\mu\text{m}$.

45, 46 *Hossiella* spp. From Longoria (2022). According to Longoria the sample containing this taxon came from a shallow trench which exposed the K/T boundary succession in the Sabinas Basin at Rancho Los Ancira. Scale = $83\mu\text{m}$ in Figure 44 and $41.5\mu\text{m}$ in Figure 46.

PLATE 5

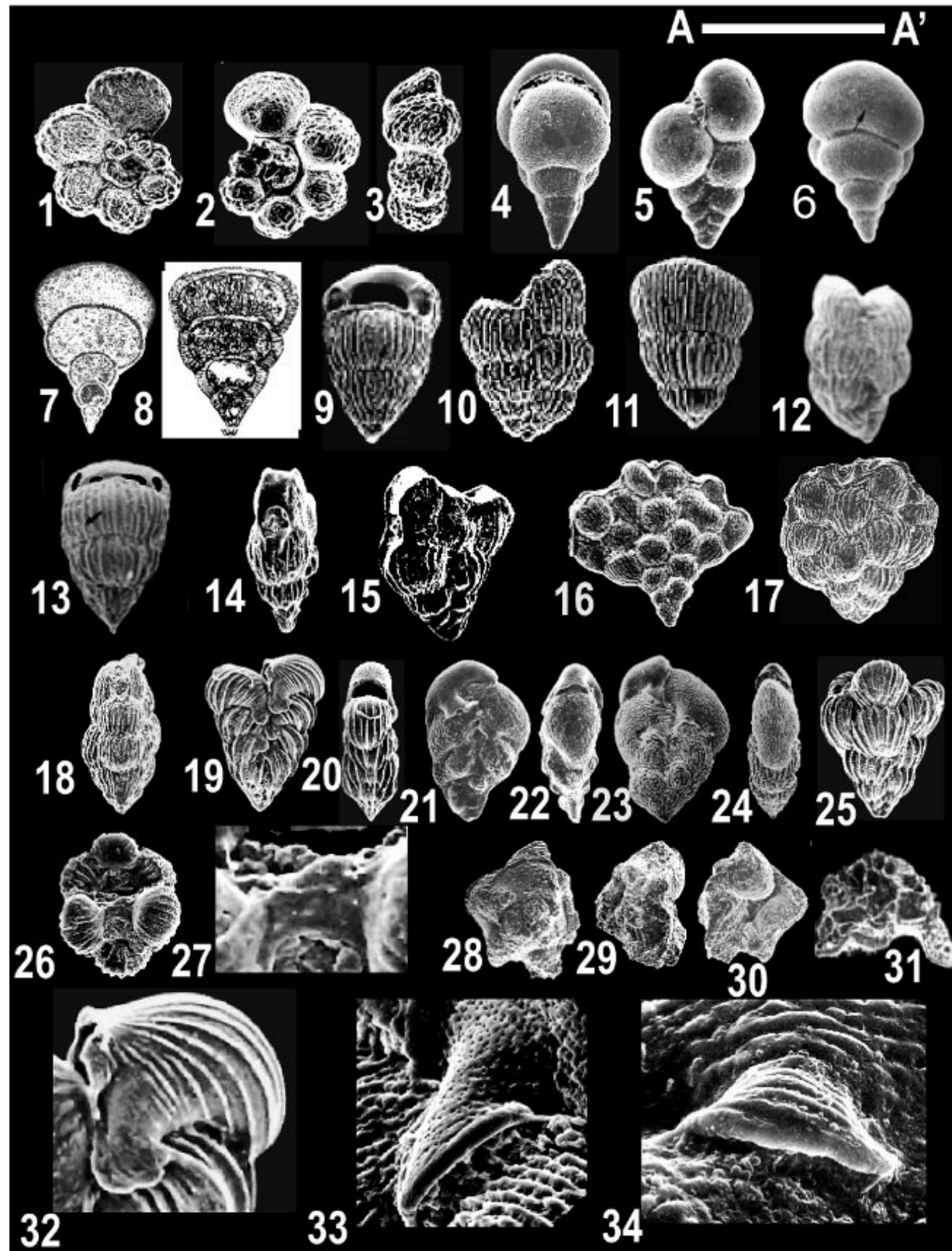


Plate 5

All figures are of Primary Marker Taxa (PMT) among the Cretaceous planktonic foraminifera of Texas, Mexico, southwestern Arkansas, and Puerto Rico. The size of coiled specimen in μm is referenced to A-A' in figure 8. A-A' in all other specimens except for thin-sections = north-south distance of viewing area.

1-3 *Rugoglobigerina scotti* (Brönnimann). from Smith and Pessagno (1973, pl. 26, figs. 10 -14). Corsicana Formation. Sample locality TX9XE-0E32. Final chamber compressed and lacking a keel. A-A' = 222 μm .

4-6 *Martinella nuttalli* (Voorwijk). From Smith and Pessagno (1973, pl. 9, figs. 8-10). Corsicana Formation. Sample TX4AC-18A59. A-A' = 184 μm .

7 *Martinella nuttalli* (Voorwijk). Thin-sectioned specimen from Pessagno (1967, pl. 97, fig. 18). Note arched septal partitions. Mendez Shale. Locality MX 5. Scale = 100 μm .

8 *Pseudotextularia deformis* (Kikoine). From Smith and Pessagno (1973, pl. 10, fig. 1). Sample MX 174 from the Papagallos Shale along Mexico, D. F.-Nuevo Laredo Highway. Note the planiform septal partitions and thickened chamber walls, Scale = 367 μm .

9-11 *Pseudotextularia deformis* (Kikoine). From Smith and Pessagno (1973, pl. 9, figs. 1-4). Corsicana Formation. Sample TX20XA-23BA58. Note highly arched primary aperture, the rapid expansion in chamber width versus height, and the widely spaced coarse costae. Scale = 264 μm .

12-13 *Pseudotextularia elegans* (Rzehak). Paleogene of Austria. Reworked: Reworked specimens from sample include *Abathomphalus mayaroensis*. Neotype selected by Nash (1981, p. 70-75, Pl. 1, figs. 1-7). Scale = 234 μm .

14-15 *Ventilabrella eggeri* Cushman. Neotype selected by Martin (1981). Type locality: Brownstown Member of Taylor Formation, TX 252 of Pessagno (1969). Note that the biserial stage comprises about three quarters of the length of test and that there is only one row of three multiserial chambers. Note also that the test is coarsely costate. Scale = 200 μm .

16 *Ultraventilabrella glabrata* (Cushman). Note that the biserial stage comprises about two and a quarter of the length of the test. Brownstown Member of Taylor Formation. Locality TX 244 of Pessagno (1969). Scale = 425 μm .

17-18 *Planoglobulina acervulinoides* (Cushman). From Martin 1972. Lateral and edge views. Note that this species is characterized by having *Pseudotextularia* early staged as opposed to species of *Ventilabrella* (Cushman) and *Ultraventilabrella* Pessagno, n. gen., which have a *Heterohelix* early stage. Scale = 223 μm .

19-20 *Pseudoguembelina excolata* (Cushman). From Smith and Pessagno (1973, pl. 6, figs. 6-7). Sample TX3BA-21A-21A51. Corsicana Formation. Note the triangular nature of test and the massive widely-spaced massive costae and the wide spatulate terminally crenulated flaps over the sutural supplementary apertures. Scale = 264 μm .

21-22 *Palpebrella kempensis* (Esker). From Smith and Pessagno, 1973, Pl. 8, figs. 1-4. Microspheric form of Esker. Note highly arched primary aperture; strongly inflated medial and terminal chambers; and constricted chambers resulting in the development of keel. Palpebra with coarse lateral costae and the development of massive terminal rim. Scale = 300 μm .

23-24 *Palpebrella palpebra* (Brönnimann and Brown). Note tunnel-like palpebra over sutural supplementary apertures. Ridged lip occurs on distal end of palpebra (See Plate 5, fig. 33. From Smith and Pessagno (1973, p. 25, pl. 8, figs. 5-6). Corsicana Formation. Sample locality TX4ABA-6A44. A-A' = 105 μm .

25-26 *Praeracemiguembelina powelli* Smith and Pessagno (1973, p. 32, Pl. 11, figs. 7-9). Note that *Pseudotextularia* stage comprises one half of length of test. Adult chambers covered with massive costae and interspersed rows of large pore some impinging on costal elements. Scale = 125 μm .

27 Ponticulus over central cavity. Length of ponticulus = 21 μm .

28-30 *Globotruncana contusa* s.s. From Smith and Pessagno (1973, p. 48, Pl. 21, figs. 1-3. Sample TX4AC-4CBA-0C49. 151µm.

31 *Globotruncana contusa* s.s. Vertical thin-section from Pessagno (1967, fig. 16). Mendez Shale. Sample MX78. Scale = 603 µm.

32 *Pseudoguembelina excolata* (Cushman). From Smith and Pessagno (1973, pl. 6, figs. 6-7). Note the wide spatulate terminally crenulated flaps over the sutural supplementary apertures Sample TX3BA-21A-21A51. Corsicana Formation. Scale = 148.5µm.

33 *Palpebrella palpebra* (Brönnimann and Brown). Palpebra of sutural supplementary aperture. Note massive rim along the terminus of palpebra. Also note that palpebra lacks costae as opposed to that of *P. kempensis*. Scale = 493µm.

34 *Palpebrella kempensis* (Esker). Note prominent costal ridges extend laterally across palpebra and presence of massive rim along the terminus of palpebra. Corsicana Formation. Sample TX20XA-OC28. Scale = 493µm.

PLATE 6

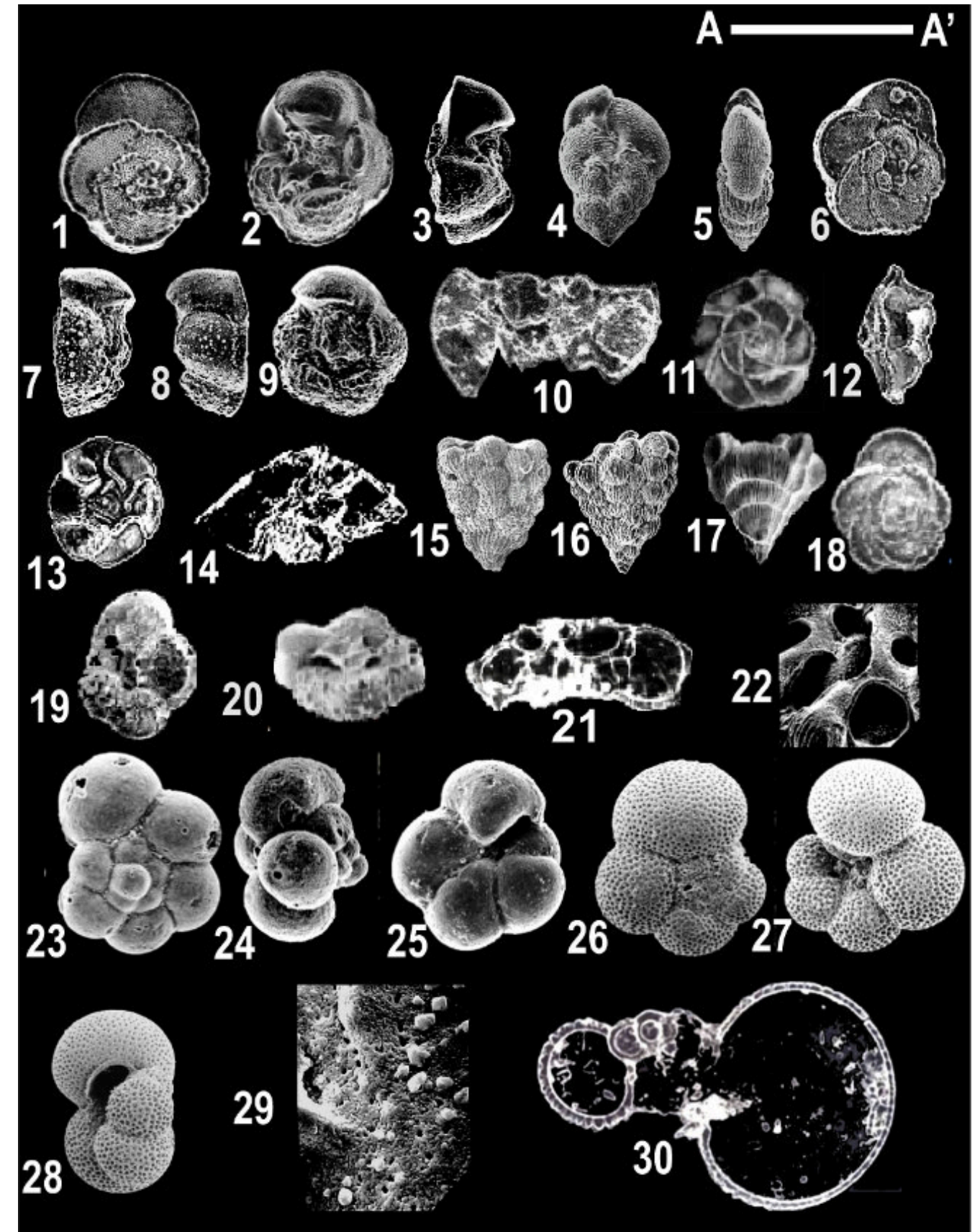


Plate 6

All figures are of Primary Marker Taxa (PMT) among the Cretaceous planktonic foraminifera of Texas. The size of coiled specimen in μm is referenced to A-A' in figure 8. A-A' in all other specimens except for thin-sections = north-south distance of viewing area.

1-3 *Globotruncana aegyptiaca* Nakkady. From Smith and Pessagno (1973, pl. 17, figs. 5-7). . Corsicana Formation. Sample TX20XB-OE53. A-A' = 105 μm .

4-5 *Palpebrella palpebra* (Brönnimann and Brown). Note tunnel-like *palpebra* over sutural supplementary apertures. Ridged lip occurs on distal end of palpebra (See Plate 5, fig. 33. From Smith and Pessagno (1973, p. 25, pl. 8, figs. 5-6). Corsicana Formation. Sample locality TX4ABA-6A44. A-A' = 152 μm .

6-9 *Globotruncana gansseri* Bolli. From Smith and Pessagno (1973, pl. 20, figs. 9-12). Corsicana Formation. Sample TX3BA-OE27. A-A' = 105 μm .

10 *Globotruncana gansseri* Bolli. Thin-sectioned specimen from Pessagno (1967, pl. 95, fig. 2). TX281. Corsicana Formation. Distance between anterior and posterior portions of keel = 534 μm .

11-13 *Globotruncana conica* White. From Smith and Pessagno (1973, pl. 19, figs. 7-9). Corsicana Formation. Sample TX9AG-9AA8. Scale = 125 μm .

15-16 *Racemiguembelina fructicosa* (Egger). From Smith and Pessagno (1973, pl. 12, figs. 1-2). DSDP Leg III, Station 21, Barrel 3, Section 1, 0-2cm. Rio Grande Rise. Associated with *Abathomphalus mayaroensis*. Note that the biserial stage comprises about one fifth of the length of the test. Multiserial stage consisting of small spherical to pyriform chambers lying in six or more horizontal planes. Test with medium-sized closely spaced costae. Ponticuli bridge central cavity. Scale = 152 μm .

17 *Pseudotextularia intermedia* de Klasz. From Pessagno (1967, pl 86, fig. 11, Inversion of drawing). MX 78. Mendez Shale s.s.. A-A' = 102 μm .

18-20 *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli). From Pessagno and Longoria (1972, pl. 10, figs. 5-7). DSDP Leg 12, Site 111A, Core 11, Section 2: 76-79 cm. A-A' = 260 μm .

21 *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli) from Pessagno (1967, pl. 95, fig. 5). Vertical thin-section. Mendez Shale s.s. Sample locality MX 78 of Pessagno (1967, 1969). Distance between anterior and posterior parts of keel = 524 μm .

22 *Racemiguembelina fructicosa* (Egger). From Smith and Pessagno (1973, pl. 12, figs. 1-2). DSDP Leg III, Station 21, Barrel 3, Section 1, 0-2cm. Rio Grande Rise. Associated with *Abathomphalus mayaroensis*. Showing distribution of ponticuli extending from final ring of chambers around central cavity. Scale = 236 μm .

23-25 *Parvularugoglobigerina eugebina*. Luterbacher and Premoli-Silva). From Olsson et al., 1999, pl.66, figs. 1-4. Millers Ferry, Alabama. A-A' = 125 μm .

26-28 *Parasubbotina pseudobulloides* (Plummer). Umbilical, apertural, and spiral views. From Olsson et al., 1999, pl.21, figs. 1-3. Midway Group, Texas. Sample 8030. Scale = 260 μm .

29 *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli). Enlargement of tegillum showing pores and microgranular hyaline wall structure with crystals of macrogranular hyaline calcite. From Pessagno and Longoria (1972, pl. 10, figs. 5-7). DSDP Leg 12, Site 111A, Core 11, Section 2: 76-79 cm. Scale = 3.1 μm .

26-28 *Parasubbotina pseudobulloides* (Plummer). From Olsson et al., 1999, Pl. 21, figs. 1-3. Midway Group, Texas. Sample 8030. Scale = 240 μm .

30 *Parasubbotina pseudobulloides* (Plummer). Thin-sectioned specimen from Postuma (1971). Note development of a calcite crust. Scale = 175 μm .

Foro de discusión Discussion Forum

A sugerencia de uno de nuestros lectores, a partir de la revista de agosto de 2022, estaremos incluyendo las opiniones y discusiones de nuestros lectores en relación a las Notas Geológicas publicadas, lo que permitirá la participación activa de los interesados. En definitiva, este foro de discusión será de gran valor para mantener el interés en una gran variedad de temas geológicos, y creará un ambiente de colaboración cordial entre nuestras comunidades de Geociencias.

Por favor envíen sus observaciones, comentarios y sugerencias a cualquiera de los Editores de la Revista Maya de Geociencias.

At the suggestion of one of our readers, beginning with this August issue we will be including opinions and discussions from our readers relating to the published geological notes. This will permit active participation by interested parties. This discussion forum will certainly have great value for maintaining interest in a wide variety of geological themes, and will create a cordial, collaborative atmosphere among our geoscience community.

Please send your observations, comments and suggestions to any of the Editors of the Revista Maya de Geosciencias.

Respuesta impulsional de tritio y Radón 222 por el efecto de las lluvias intensas en un karst litoral. 1. Análisis cualitativo

L.F. Molerio León

INVERSIONES GAMMA, S.A.

Apartado 6246, CP 10600, Habana 6, La Habana, Cuba,
E-mail: especialistaprincipal@gmail.com

Carlos M. González Ramírez

Centro de Pronósticos del Tiempo, Instituto de Meteorología
Apartado 17032, CP 11700

Loma de Casablanca, Regla, La Habana, Cuba
E-mail: carlosmgonzalez88213@gmail.com

RESUMEN

La recarga de lluvias intensas asociadas a los ciclones tropicales y procesos típicos de la región tropical durante el año 2005, provocó la mezcla de aguas subterráneas de diferente tiempo medio de residencia en un sistema de flujo regional cársico litoral del Occidente de Cuba. El efecto fue identificado mediante evidencias isotópicas derivadas de la medición mensual de la actividad de Tritio y Radón 222 en las aguas subterráneas, conjugadas con otras variables físicas y químicas en el periodo 2005-2006 además de los registros de lluvia en las estaciones meteorológicas Casablanca, la ubicada en Boca de Jaruco, cerca del área de estudio y la OIEA-GNIPCU01 a unos 50 km al sur-suroeste del área de estudio. Los resultados permitieron distinguir diferentes tipos de mezcla de aguas asociadas al grado de atenuación de las señales de recarga en el acuífero, promovido por la existencia de fuentes diversas de recarga, un origen diferenciado de las aguas subterráneas y la integración estacional y episódica de diferentes niveles de cavernamiento o sistemas locales de flujo. Pudo distinguirse un amplio espectro entre aguas con cero ³H hasta de valores del orden de las 70 UT, pasando por aquellas del mismo orden de la precipitación actual. El acuífero cársico está afectado por intrusión marina y sometido a explotación petrolera de manera que las técnicas isotópicas contribuyeron a distinguir el origen de la contaminación de las aguas subterráneas por diferentes tipos de Líquidos de Fase No Acuosa y la eventual presencia de sustancias radioactivas naturales (NORM) o incluso NORM asociados al proceso técnico.

Palabras clave: acuífero cársico, intrusión marina, petróleo, tritio, radón, huracanes, Cuba

ABSTRACT

The recharge of hurricane rains associated during the year 2005 caused different types of mixing of ground waters in a regional karst coastal flow system of Western Cuba. The effect was derived from isotopic evidences of the monthly monitoring of Tritium and Radon 222 activity in ground waters, conjugated with other physical and chemical variables as well as the input rainfall recorded at the Casablanca, Boca de Jaruco and OIEA-GNIPCU01 stations. Results showed different types of groundwater mixing associated to the grade of attenuation of the recharge signals in the aquifer, the existence of diverse recharge sources, a differentiated origin of the underground waters and the seasonal and episodic integration of different cave levels or local flow systems. A wide mean residence time spectra was distinguished among waters with zero ³H until of values of 70 TU, including those of the same order of the current precipitation. The karst aquifer is affected by sea water intrusion and subjected to oil exploitation so that the isotopic techniques contributed to distinguish the origin of the contamination of the underground waters by different types of Non-Aqueous Phase Liquids (NAPLs) and the eventual presence of Normally Occurring Radioactive Materials (NORM) or even Technical Enhanced NORMs.

Key words: karst aquifer, seawater intrusion, oil, tritium, radon, hurricanes, Cuba

INTRODUCCIÓN

Durante el año 2005 se produjeron importantes procesos atmosféricos que generaron gran inestabilidad en la región del archipiélago cubano y sus mares adyacentes debidos a lluvias intensas. Las condiciones de fase neutral del Niño Oscilación del Sur (ENOS), las altas temperaturas en las aguas del Atlántico Norte y los vientos débiles a alturas de 10-12 kilómetros, estuvieron incidiendo directamente en la formación de ciclones tropicales durante ese año. En este sentido la temporada ciclónica en el Atlántico Norte durante el 2005 fue hiperactiva con 31 ciclones tropicales o subtropicales (Fig. 1), fue la segunda más activa que se haya registrado, solo superada por la de 2020 (Farris, 2005). De ellas, 15 alcanzaron la Categoría Saffir-Simpson SS-3 o superior (Cobas et al., 2010). Cuatro llegaron a la máxima categoría SS-5 (Emily, Katrina, Rita y Wilma).

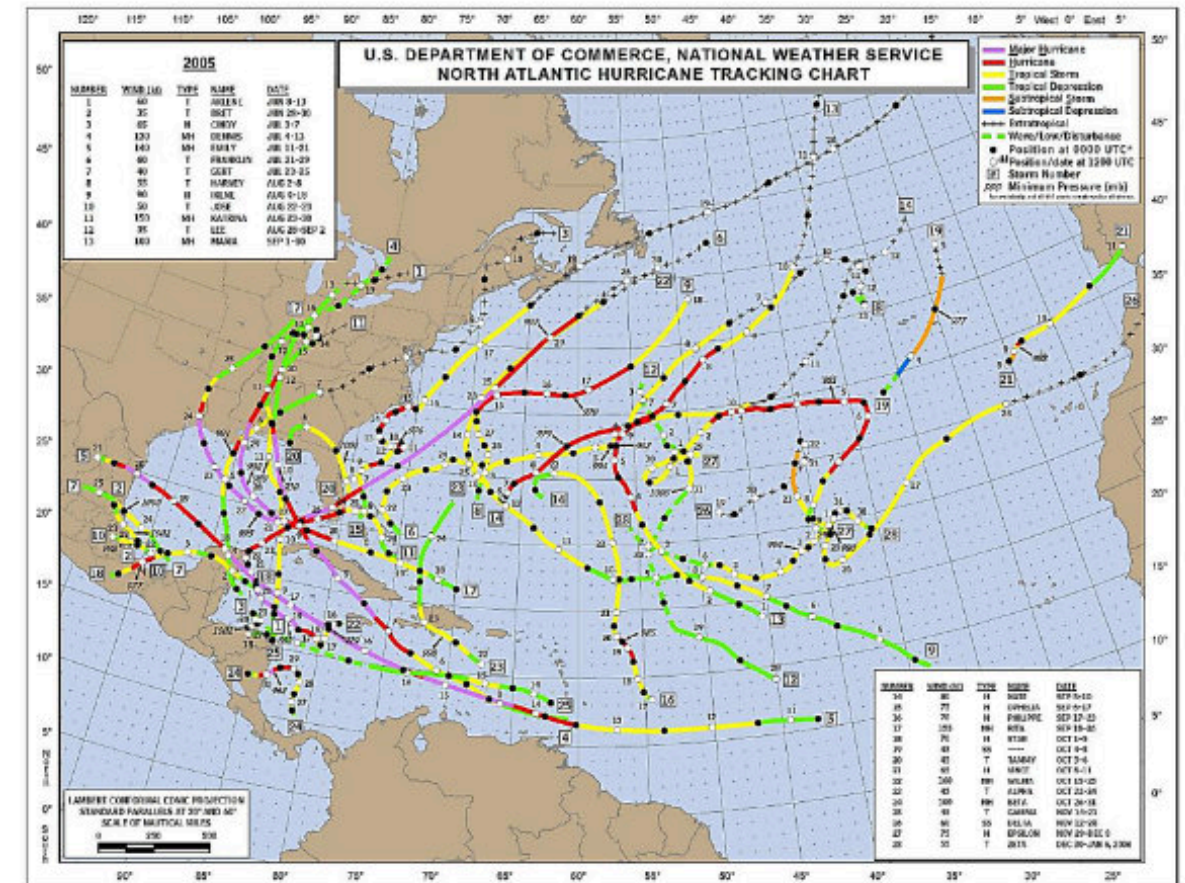


Fig. 1. Trayectoria de los ciclones tropicales formados en el 2005.

Las fuertes marejadas, los vientos fuertes y las intensas lluvias, causaron numerosos estragos y, particularmente en Cuba, los efectos socioeconómicos fueron especialmente notables. Sin embargo, destacan por su importancia hidrológica la afectación directa e indirecta de los ciclones tropicales nombrados Arlene, Bret, Dennis, Katrina, Rita y Wilma. La Tormenta Tropical Arlene (8-13 de junio), la primera de la temporada (Hernández y Bravo, 2005), fue un sistema débil, pero como la región de estudio quedó en el lado derecho de su trayectoria, precipitó 108 mm de lluvia a su paso por Cuba, lo que dejó al descubierto un grupo importante de fenómenos hidrodinámicos en los acuíferos cársicos costeros de la franja Canasí, Puerto Escondido y Yumurí (Figs. 2 y 3) puestos de manifiesto a partir del monitoreo de Radón-222 y Tritio (³H) en las aguas subterráneas. El Huracán Dennis (7-9 de julio) de categoría SS-4 (Ramos, 2009), atravesó Cuba occidental de Sur a Norte y salió al mar cerca de Bacuranao a unos pocos kilómetros del área de estudio (Fig. 4). Las láminas de lluvia asociadas a estos dos ciclones tropicales en combinación con procesos complejos de la zona tropical, alcanzaron en la cercana estación de Boca de Jaruco, los 503,3 y 301,9 mm en junio y julio, respectivamente. La estación de referencia nacional, Casablanca, registró 563 y 158,6 mm. La correlación lineal de la lámina de lluvia histórica entre ambas estaciones es del 88% (95% de certidumbre)



Fig. 2. Área estudiada (enmarcada en amarillo)

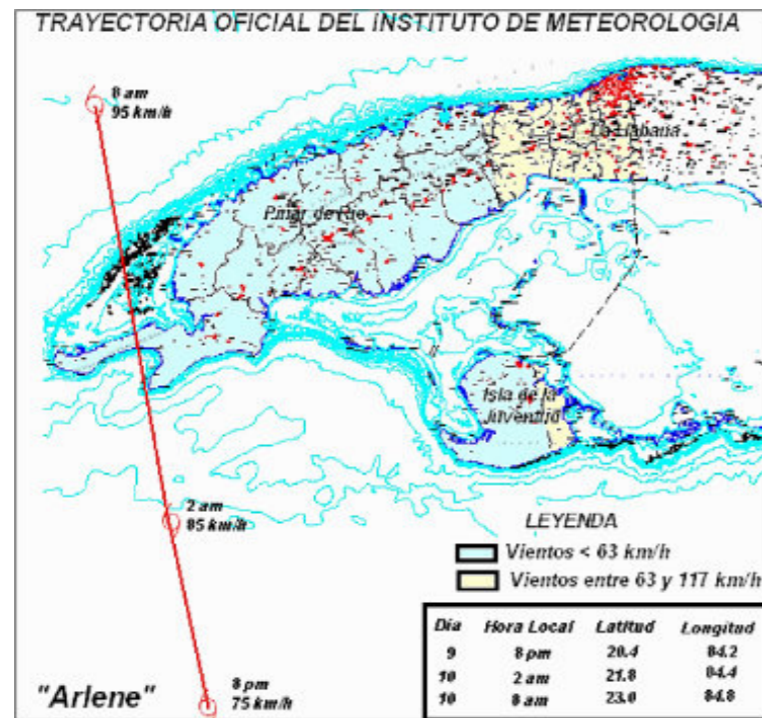


Fig. 3. Trayectoria Oficial del Instituto de Meteorología de Cuba para la Tormenta Tropical Arlene (Ballester et al., 2005).

Complejos patrones de organización de flujo y su respuesta impulsional a eventos de lluvias intensas huracanadas en sitios sin prácticamente escurrimiento superficial -por la naturaleza abierta del karst local- indican mezclas aguas de reciente infiltración con flujos de largo tiempo de residencia en el acuífero. Picos de hasta 70 UT así como valores de cero ^3H revelan un amplísimo espectro de circulación de las aguas en sistemas de flujo de muy reducida expresión en superficie y en profundidad, desde aguas con tránsito superiores a los 100 años, tritio cosmogénico asociado a los patrones de las explosiones termonucleares de la década de 1950 y valores muy bajos en correspondencia con la rápida infiltración de lluvias actuales con ^3H ya muy deprimido (Terzer-Wassmuth et al., 2022)

La fuerte actividad de Radón en las aguas subterráneas indica la existencia de fuentes radioactivas. Las actividades de Radón que sobrepasaron en determinados momentos hasta en cuatro (4) veces la común en las aguas subterráneas son indicadores de fuentes radioactivas, aparentemente de Materiales Radioactivos Naturales (NORM) pero, al tratarse en los tres casos de yacimientos gasopetrolíferos, no se descuenta que se incorporen NORM asociados a los que se incrementan tecnológicamente (TE-NORM). Esto no ha sido estudiado aún.

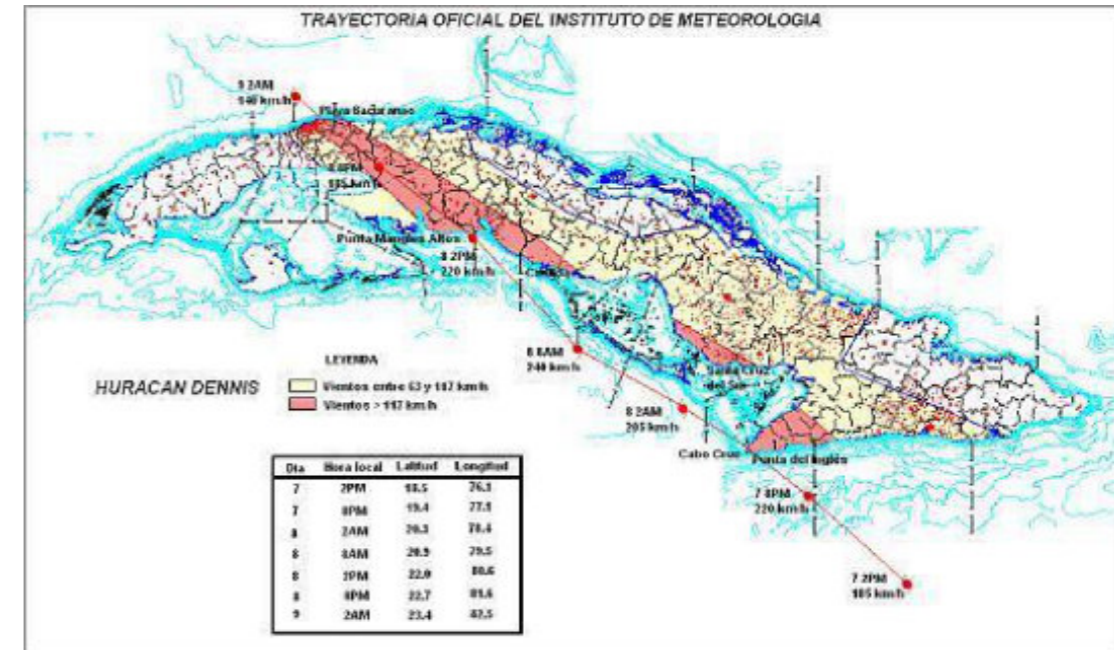


Fig. 4. Trayectoria Oficial del Instituto de Meteorología para el Huracán Dennis, (Ballester et al., 2005)

USGS (1999) señala que las aguas subterráneas que coexisten con los depósitos de hidrocarburos presentan concentraciones inusualmente altas adquiridas durante un largo tiempo de contacto agua-roca. Las aguas de muchos campos gasopetrolíferos son particularmente ricas en Cloruros, lo que incrementa la solubilidad de otros elementos entre los que se incluye el Radio, que es un elemento radioactivo. Estas aguas altamente salinizadas son extraídas durante la producción de petróleo y tiene que ser dispuestas por algún método, sea en piscinas a cielo abierto, devueltas al yacimiento o mediante inyección somera. Se ha reportado, asimismo, que muchos ductos y tanques por los que circula esta agua producida pueden estar interiormente recubiertas por una capa de escamas que contienen Radio. El karst local, las cuevas (Cigna, 2005; Carrazana et al., 2010; Espinosa, 2016) y la presencia de hidrocarburos en las aguas subterráneas someras pueden enmascarar los valores de la actividad del Radón y constituir una fuente de incertidumbre de su actividad y distribución espacial (Molerio, 2009).

La combinación de ^{222}Rn y ^3H resulta especialmente útiles para definir procesos de intrusión marina y salinización de acuíferos, los mecanismos de dispersión y el tiempo de tránsito (residencia) de las aguas subterráneas y han sido sostenidamente aplicados con éxito en las características del karst del Trópico Húmedo de Cuba (Molerio, 2006, 2007, 2008, 2012; Molerio, Fernández y Carrazana, 2012a, 2012b).

Este artículo estudia la respuesta impulsional variable al efecto de recarga local y la lámina de lluvia acumulada en interés de conocer la estructura hidrodinámica del sistema acuífero tanto al efecto de recarga localizada de lluvias intensas en un ambiente cársico de alta permeabilidad como a las láminas acumuladas de recarga natural. Estos eventos, de igual modo, contribuyen a la identificación de los tiempos de residencia de las aguas, las mezclas de los horizontes acuíferos involucrados y permiten un acercamiento a la radioactividad natural del territorio. Los estudios se concentraron en el acuífero cársico litoral de la franja Canasí, Puerto Escondido y Yumurí y se centraron en el muestreo integral de las aguas subterráneas en tres pozos de observación del régimen y la calidad de las aguas subterráneas. La revalorización de esta actividad elevada de ^{222}Rn y el comportamiento del ^3H llevó al muestreo y determinación de la actividad radioactiva en testigos de perforación colectados en la zona no saturada y al nivel del acuífero en dos calas de exploración geológica a fines de 2021 en el sector del interfluvio Canasí-Puerto Escondido. Este procesamiento fue realizado en el Centro de Protección e Higiene de las Radiaciones (CPHR) de Cuba.

RÉGIMEN Y COMPOSICIÓN QUÍMICA E ISOTÓPICA SUMARIA DE LAS AGUAS DE LLUVIA EN CUBA

La torrencialidad de las lluvias es una característica inherente al Trópico Húmedo. Este fenómeno está asociado básicamente a las lluvias convectivas y huracanadas, pero en otros tipos de lluvia, el fenómeno también se manifiesta. Estas lluvias de gran intensidad (elevada lámina en corto intervalo de tiempo) singulariza las curvas de Intensidad-Frecuencia-Duración, fundamentales para el cálculo de avenidas y la proyección de obras hidráulicas, pero adquieren una importancia adicional en tanto contribuyen a activar la circulación de aguas subterráneas de diferente composición química e isotópica y tiempo de tránsito en el acuífero, como se comenta en este artículo.

Molerio (1992, 2012) ha sintetizado las características químicas e isotópicas de las aguas de lluvia de Cuba del modo siguiente:

- Respecto al tipo y distribución de la lluvia en Cuba, debe destacarse que la amplitud más variable de la temperatura media diaria en el interior de la isla de Cuba, donde se registran rasgos de continentalidad, es del orden de los 11-14°C; en las zonas costeras, de 8-10°C y en las montañas, con temperatura media de 16°C a 1500 m, el gradiente de temperatura es de 0,55°C/100 m.
- La media normalizada para la serie de 42 años de la lluvia del país es de 1375 mm, distinguiéndose dos estaciones, la lluviosa, de mayo a octubre, en que -como promedio- se precipitan 1059 mm y la menos lluviosa, en que se registran unos 316 mm, y se extiende de noviembre a abril. La distribución de la lluvia en el país es bastante irregular. Ello se debe a: 1/ la diferente influencia de los procesos atmosféricos condicionados por el sistema general de circulación del aire; 2/ el relieve del país, que presenta grandes contrastes topográficos e influye sobre la formación e intensidad de las precipitaciones y 3/ el calentamiento irregular de la superficie de la tierra firme y de las aguas costeras.
- Planos (2022) ha actualizado estas series y señala que el valor promedio de precipitación a escala de país, en el período 1901-2020 es 1314 mm, con un CV de 0,10. La variabilidad de este elemento en los últimos 120 años, visualmente demuestra que, de 1901 al 1960, la tendencia es acentuadamente creciente, con un promedio de 1323 mm y un CV de 0,08; y desde el 1960 hasta el 2020, el sentido predominante es decreciente y el promedio 1307 mm, con un CV de 0,12. En el período comprendido entre 1960 al 2020 se distinguen dos sub-períodos, con las características siguientes: (a) 1960 al 1990 con tendencia claramente negativa, y promedio de 1292 mm y CV de 0,13 y (b) 1991 al 2020, donde no se observa una tendencia claramente definida, y promedio de 1322 mm y un CV de 0,11.
- En el invierno -período poco lluvioso-, sobre las regiones Occidental y Central de Cuba se extienden, con frecuencia, las altas presiones migratorias, con una masa de aire más seca y estable que vienen detrás de los frentes fríos. Durante el verano – periodo lluvioso- se fortalece la influencia de las altas presiones subtropicales; lo que favorece la influencia de los sistemas meteorológicos propios de la zona tropical, como las bajas presiones tropicales, vaguadas, ondas tropicales y los ciclones tropicales, los que a su vez causan intensos aguaceros y tormentas eléctricas debido a las incursiones de aire húmedo. A principios del periodo lluvioso se generan importantes interacciones entre los trópicos y extra trópicos, produciéndose gran inestabilidad atmosférica, la manifestación más visible de esta interacción es el establecimiento de la vaguada estacional mayo-junio, siendo este sistema un gran modulador de las precipitaciones que se registran en estos dos meses, e incluso en algunos años puede ser un catalizador para la formación de depresiones tropicales y tormentas tropicales débiles.
- Otra componente importante que explica la irregularidad de las precipitaciones, viene dada por los huracanes y ciclones tropicales. En las zonas montañosas y de alturas menores, las precipitaciones se redistribuyen de manera que los gradientes pluviométricos coinciden con los valores absolutos que se registran en las vertientes de barlovento. En las costas, bahías y valles fluviales las precipitaciones disminuyen.
- De este modo se reconocen cuatro tipos fundamentales de lluvia en el territorio cubano: convectivas, frontales, orográficas y huracanadas.

- La intensidad máxima de los aguaceros está en relación inversa con su duración. Excluyendo las lluvias huracanadas, la intensidad máxima de las lluvias torrenciales es de 5 mm/1 min; aguaceros con intensidades de 3-4 mm/min tienen una duración de 5-10 min; de 2,4-3 mm/min, 20 minutos y, entre 1,32 y 1,85 mm/min, una hora. El número de días con lluvia (> 1 mm) aumenta de la costa hacia el interior, incluyendo las zonas montañosas y llega a alcanzar 160 días en el año
- En cuanto concierne a la relación entre la concentración de ¹⁸O y la distancia a la costa Norte, las precipitaciones se enriquecen en ¹⁸O según se avanza hacia el interior del país. Si este comportamiento es una regularidad, sugiere que, en determinados momentos, puede encontrarse una influencia de lluvias originadas en otra fuente de evaporación diferente del Mar Caribe, posiblemente asociado con lluvias frontales en invierno y al control del Anticiclón de las Bermudas (Fig. 5).
- Los valores ponderados de ¹⁸O en verano para todas las estaciones del país muestran, con un alto coeficiente de correlación (-0,85), la fuerte dependencia entre la concentración del isótopo de referencia y la distancia a la costa Sur. El signo indica el decrecimiento de la concentración tierra adentro, con una pendiente de -0,128 ‰/km. La concentración media esperada, en la línea de la costa, de acuerdo con el intercepto calculado, es positiva, del orden del 1 ‰. ¹⁸O, indicativa de la fuerte influencia de los aerosoles marinos. Del mismo modo, parece quedar claro que la fuente de calor y humedad de las lluvias se debe encontrar en el Sur, proveniente del mar Caribe. En verano, por otro lado, no existe ninguna correlación significativa con la distancia a la costa Norte, lo que indica la independencia entre la composición isotópica (en ¹⁸O) y cualquier fuente de calor y humedad situada al Norte de Cuba o como resultados de los procesos convectivos que ocurren por el calentamiento diurno y que resultan en la presencia de la Línea de Confluencia del Flujo a Mesoescala (LCFM) .
- Sin embargo, en invierno, el cuadro es diferente. La mejor correlación (+0,6) fue encontrada con la distancia a la costa Norte de las estaciones. El signo positivo indica un proceso inverso en el cual se debe esperar un enriquecimiento invernal motivado por el predominio de lluvias frontales asociadas al avance de masas de aire frío desde el continente, al Norte. Por añadidura, no dejó de encontrarse una cierta correlación con la distancia a la costa Sur, en invierno (-0,45) que indica la presencia de otra fuente de calor y humedad, proveniente desde el mar Caribe, que debe funcionar durante el período comprendido entre cada "frente frío"

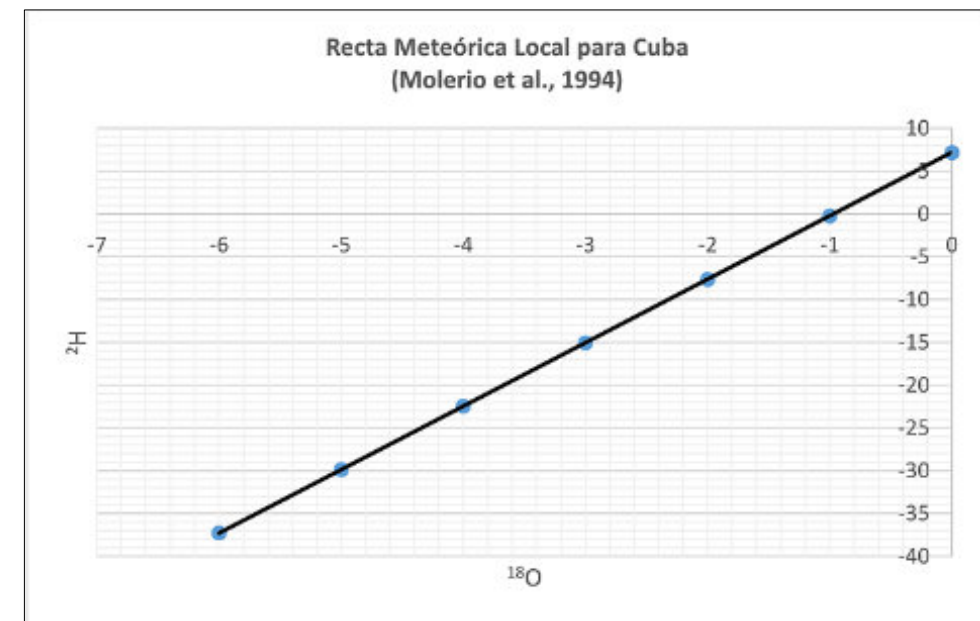


Fig. 5. Recta Meteorológica Local (RML; $\delta^2H = 7,41\delta^{18}O + 7,18$ (Molerio et al. 1994, 2020a)

ENTORNO GEOLÓGICO, GEOMORFOLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO LOCAL

Para los fines de este artículo solamente interesa la estructura de los sedimentos de la Cobertura Neoautóctona eventualmente afectada por neotectónica que afloran en el litoral e incluyen los depósitos carbonatados y carbonatado-terrágenos de las formaciones carbonatadas carsificadas diferenciadamente Jaimanitas, Cojímar y Güines que afloran en el área. Fm Vedado no se ha reconocido fuera de toda duda en la zona. Fm Güines yace concordantemente sobre Fm Cojímar, mas no sobre Fm Jaimanitas en el área del acuífero estudiado, donde depósitos coluvio-proluviales enmascaran el contacto transgresivo.

El **Acuífero Canasí**, en este sector (Fig. 6), se expresa morfológicamente como una terraza marina emergida extendida de este a oeste y de no más de 500 metros de ancho en su parte más amplia, limitada al sur por un escarpe elevado. Las rocas preneogénicas no afloran en el sitio. El relieve, en general, se expresa morfológicamente en un sistema de terrazas marinas emergidas. La primera terraza marina, en la línea costera, a su nivel, pero ligeramente elevada por neotectónica, son calizas arrecifales que descansan sobre margas de Fm Cojímar que fueron reconocidas en profundidad en una de las perforaciones de exploración a partir de los 8 m. Es una caliza biohérmica, con restos de moluscos y corales y su espesor en tierra llega a ser de unos pocos centímetros. La destrucción del antiguo arrecife por erosión da lugar al desarrollo de parches de arena de grano medio a grueso formada por restos de corales y moluscos. Las rocas carbonatadas de esta secuencia se expresan en un escarpe marino abandonado, carsificado a diferentes niveles por procesos hipogénicos de mezcla de aguas vinculados con posiciones pretéritas del nivel del mar y solevantamiento neotectónico.

El territorio experimenta una neotectónica activa que, localmente, se expresa en movimientos dominantes ascendentes expuestos en el cliff marino abandonado al sur, donde mejor se expresan (Fig. 7). Ciertos ciclos de estabilidad se reconocen en ese escarpe y se expresan en un cavernamiento de margen costero, pero de poco desarrollo en profundidad. Los movimientos ascensionales, en general, han sido rápidos en la etapa de la Transgresión Vedado (Plioceno-Pleistoceno Inferior).



Fig. 6. Superficie de la terraza marina emergida que contiene al acuífero estudiado. A la derecha de la foto, parte del escarpe elevado que constituye su límite meridional (Foto del autor).

El cuerpo receptor es un acuífero libre, gravitacional, de flujo difuso, litoral, convergente, con descarga sin presión al mar. El medio de flujo, en rocas carbonatadas, es homogéneo y anisotrópico y las aguas subterráneas en la plataforma de inyección propuesta yacen a unos 7-8 metros bajo la superficie. La evolución del potencial de carga en una de las calas de observación fue monitoreada durante 13 meses continuos y mostró una homogeneidad notable, donde el coeficiente de variación de la fluctuación de la cota piezométrica fue bastante alto, de 1,197, derivado de una oscilación de 0,74 m alrededor de una cota piezométrica promedio de tan solo 0,17 m sobre el nivel del mar, en un rango entre +0,551 y -0,189.



Fig. 7. Escarpe meridional que forma el límite sur del acuífero y constituye su zona principal de alimentación natural (Foto del autor).

RADÓN

Espinosa (2016) ha preparado un resumen de las características del Radón que seguimos aquí.

El radón es un gas noble, radioactivo, producto natural de la cadena del decaimiento del ^{238}U , ^{235}U y del ^{232}Th , elementos que existen distribuidos en nuestro planeta Tierra, desde su origen. En el medio ambiente se encuentran presentes tres isótopos del radón; el radón-222 (^{222}Rn), producto de la cadena de decaimiento del uranio (^{238}U) con una vida media de 3,8 días; el radón-220 (^{220}Rn) también llamado torón, producto de la cadena natural del ^{232}Th , con una vida media de 3,96 segundos y el radón-219 (^{219}Rn) también conocido como actinon, que se genera del decaimiento de ^{235}U y tiene una vida media de 55 segundos. En las Fig. 8-10 se muestra la cadena natural de decaimiento del ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th .

Siguiendo esta cadena, como ejemplo, el isótopo del uranio (^{238}U) éste decae a torio (^{234}Th) por emisión de partículas alfa, y este a su vez decae en protactinio (^{234}Pa), y esta cadena continúa hasta el radio (^{226}Ra), teniéndose la característica de que todos estos elementos son sólidos y permanecen dentro de la molécula que lo contiene como sólido. Pero al pasar del radio (^{226}Ra) al radón (^{222}Rn) por la emisión de una partícula alfa, los átomos cambian de estado de sólido a gaseoso, generando así una emanación al medioambiente, permaneciendo en el aire que respiramos hasta su siguiente transformación en la cadena, en 3,8 días, convirtiéndose en polonio (^{218}Po) sólido, con vida media de 3,1 minutos, posteriormente decae por emisión beta en plomo (^{214}Pb) con vida media de 26,8 minutos. Este a su vez decae emitiendo otra partícula alfa en bismuto (^{214}Bi) con vida media de 19,7 minutos, emitiendo otra partícula alfa en plomo (^{210}Pb), para finalmente, pasando por bismuto (^{210}Bi), polonio (^{210}Po) y talio (^{206}Tl), terminar en plomo (^{206}Pb), elemento estable. Esto mismo ocurre con las otras dos cadenas del decaimiento del ^{235}U y del ^{232}Th , que se muestran en las Figs. 9 y 10, que generan el torón (^{220}Rn) y el actinon (^{219}Rn).

La elevada movilidad del Radón, debida a su estado gaseoso y tratarse de un gas noble migra a la superficie y al medio geológico por la vía de las discontinuidades del suelo y rocas (poros, grietas, cavernas, fallas) Este fenómeno de exhalación provoca que el Radón esté presente en toda la superficie del planeta y sea parte de la atmósfera terrestre, en la que se distribuye por razón de los vientos y corrientes convectivas. Pero una especial característica del Radón es que se acumula en lugares cerrados, tales como las cuevas, habitaciones, edificios y de ahí contribuir a la nocividad del medio. En el intercambio con el medio geológico se encuentra Radón en las aguas terrestres (superficiales y subterráneas) y en las marinas, generalmente en muy bajas concentraciones, pero, relativamente, en las aguas subterráneas puede ser ligeramente mayor.

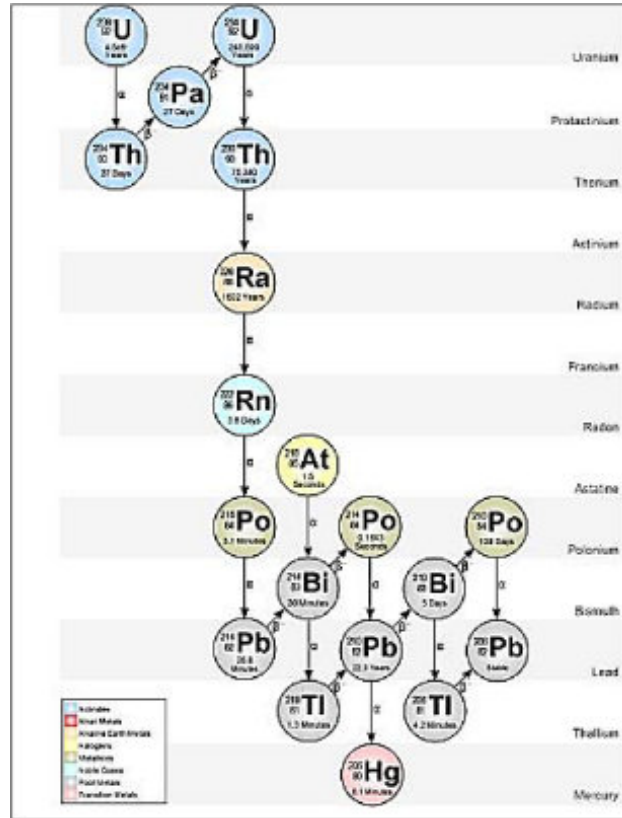


Fig. 8. Cadena natural de decaimiento del uranio (^{238}U), tomada de Espinosa (2016).

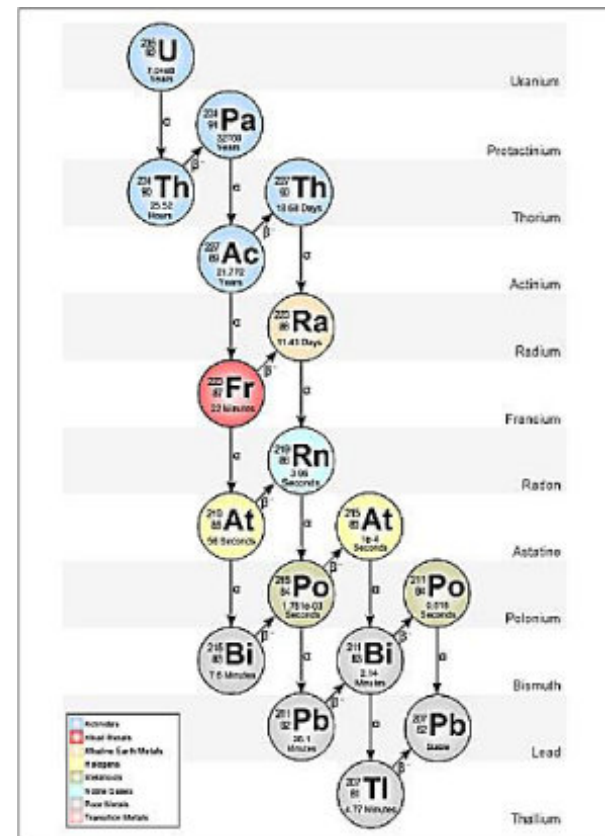


Fig. 9. Cadena de decaimiento natural del uranio (^{235}U), tomada de Espinosa (2016).

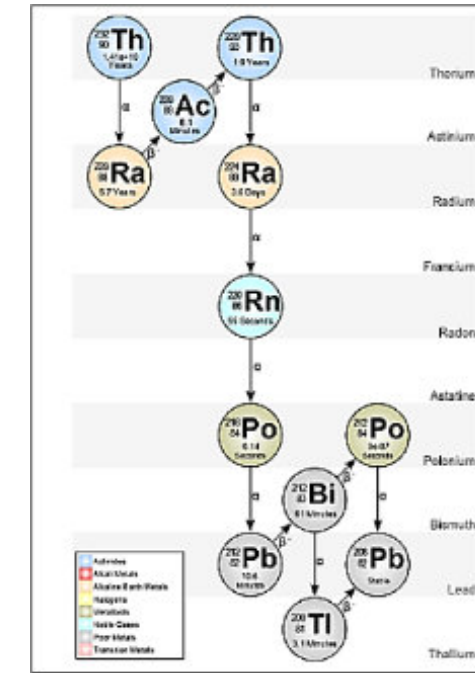


Fig. 10. Cadena de decaimiento natural del torio (^{232}Th), tomada de Espinosa (2016).

En Cuba, por lo general en ambientes cársicos, las aguas subterráneas la actividad del ^{222}Rn no sobrepasan los 3 Bq/L. Reportes de Fernández et al. (2005) para un balneario radónico en Cuba, mostraron actividades de ^{222}Rn entre 2,97 y 3,71 Bq/L, muy inferiores a las registradas en Canasí. Concentraciones elevadas pueden constituir un riesgo radiológico para la salud. El Radón por lo común no constituye peligro alguno para la salud humana excepto cuando: a) la exposición a las fuentes naturales indique que se requieren controles de protección específicos por su prevalencia en el aire o b) si materiales minados o procesados o extraídos durante el minado o producidos en el proceso exhiben actividades muy elevadas. Este es el caso que consideran los NORM (IAEA, 2005).

En los yacimientos gasopetrolíferos, los NORM están asociados al petróleo crudo, agua producida y gas natural (IAEA, 2003). En estos casos, se encuentran NORM en las cortezas internas de los ductos, formadas por la mezcla de aguas no compatibles o por cambios de temperatura, a los residuos lodosos y las arenas de perforación. Esas cortezas (Fig. 11), que se reportan en la literatura como formadas por BaSO_4 , SrSO_4 y CaCO_3 no han sido aún reportadas en el caso de estudio que se comenta en este artículo; no obstante, en las aguas producidas muestreadas son mayoritarios Ba (14,4 mg/L), Ca (58,5 mg/L) y Sr (11,7 mg/L) y entre los metales y microelementos, Mg es dominante (85,1 mg/L) pero con bajos SO_4 (5,2 mg/L) y altos HCO_3 (9070 mg/L) y Cl (~30000 mg/L).



Fig. 11. Costra de sedimentos en un ducto de petróleo abandonado

La prospección de estos materiales en un importante repositorio de residuos petrolizados, no mostró concentraciones de consideración de ^{236}Ra y sus hijos. Los productos de decaimiento del Radón emiten aproximadamente la misma radioactividad en operación que en shutdown.

TRITIO

La referencia para el input de Tritio en las precipitaciones es la estación OIEA-GNIPCU01 (CPHR, La Habana, Cuba; <http://nucleus.iaea.org/wiser/index.asp>) para el período marzo 2002 - diciembre 2018, localizada a unos 50 km al sur-suroeste del área e estudio, en la que se observa la franca tendencia a la disminución sostenida del aporte de Tritio en las precipitaciones hacia niveles previos a las explosiones termonucleares en la atmósfera. Las variaciones espaciales (IAEA, 2001) no son de consideración, debido a que el contenido de Tritio no está influenciado por las variaciones de temperatura (como los isótopos estables) y aunque están sometidas a un proceso de fraccionamiento asociado a la evaporación y la condensación, esos efectos pueden despreciarse (véase también a Machta, 1968; McNaughton, 1972; Schmidt, et al, 2020; entre otros). No así la respuesta estacional, incluida la debida a eventos extremos o lluvias intensas donde pueden esperarse importantes fluctuaciones en el contenido de ^3H en un período corto si contribuyen varias masas de aire a la precipitación en un sitio (McNaughton, 1972; IAEA, 2001). Estas, incluso, pueden provocar diferencias en la distribución espacial del Tritio (Van Rooyen, Miller y Palcsu, 2019).

En estudios anteriores a 2002, en Cuba se utilizaron los registros de la Estación Miami y, aprovechando la excelente correlación entre ésta y Hatteras ($R=0,92$ para el 95% de certidumbre) para casos específicos se extendió la serie combinando ambos registros (Fig. 12). Otros estudios específicos en Cuba adoptaron los resultados de mediciones específicas en estaciones especialmente instrumentadas para esos proyectos y cuyos datos se encuentran en la data OIEA/GNIP (Arellano, Molerio y Surí, 1992; Arellano et al., 1993; Arellano, Molerio y Santos, 1993; Molerio, 1993, 1994, 2001, 2004, 2006a, 2006b, 2007a, 2007b, 2020a, 2020b, 2020c; Molerio et al., 1993, 2001, 2002a, 2002b; Molerio y Pajón, 2004; Molerio, Pin y Guerra, 2007; Peralta et al., 2006; Dapeña et al., 2006).

El comportamiento estacional se muestra en la Fig. 13 y la Tabla 1 resume la estadística sumaria de las series para los períodos lluvioso (mayo-octubre) y menos lluvioso (noviembre – abril). Nótese que no hay una diferencia sustancial entre los contenidos de tritio entre ambos períodos, siendo sólo un 9% más alto en el período lluvioso que en estiaje (para la serie homogeneizada, es de un 15% mayor). Considérese también que las series no son muy largas y existen menos observaciones para el estiaje (que coincide con los meses de invierno) que, para el verano, que es cuando ocurre la mayor recarga estacional, aunque este es un concepto que, por la naturaleza cársica de éste y de los acuíferos más importantes de Cuba, no puede adoptarse categóricamente. Homogeneizando las series, los valores son ligeramente diferentes para el período menos lluvioso, no así para el lluvioso que son idénticos. El análisis de la tendencia en la distribución estacional de Tritio muestra (Fig. 14) que el contenido en el período menos lluvioso del año cae con una pendiente mayor que en el período lluvioso.

El Tritio (^3H) es parte de la molécula de agua y, por tanto, es el trazador por excelencia del movimiento del fluido. Indicador del tiempo medio de residencia de las aguas (TRES –Tiempo de RESidencia- o MRT –Mean Residence Time) es un recurso invaluable para definir la presencia de aguas de diferente tiempo de tránsito en el acuífero para separar las componentes de recarga moderna de otras más antiguas y, por ello, del tiempo de contacto agua-roca.

En su definición clásica, las “aguas modernas” (Clark y Fritz, 1997) son aquellas recargadas en las últimas décadas y hacen parte de un ciclo hidrológico activo. Como consecuencia de las pruebas termonucleares en la atmósfera (mayo, 1951 a 1976) la firma de Tritio en las aguas constituye el estándar adecuado para estas “aguas modernas”. El decaimiento radioactivo de ^3H hace que aguas recargadas antes de 1950 apenas contienen tritio y no pueden datarse. Aguas subterráneas sin ^3H se consideran “submodernas” o más antiguas. Es, por tanto, un indicador de excelencia para la datación

de las aguas del sistema de flujo debido, además, a su tiempo medio de vida de 12,43 años y a que es parte de la molécula de agua $^1\text{H}^3\text{HO}$ ó ^1HTO .

Tabla 1. Tritio en las lluvias de la estación de referencia OIEA-GNIPCU01 (CPHR, La Habana, Cuba; <http://nucleus.iaea.org/wiser/index.asp>) para el período 2002-2018

Indicador	Período lluvioso (mayo-octubre)	Período menos lluvioso (estiaje; noviembre-abril)
Para la serie original (cruda)		
<i>n</i>	99	84
<i>Media aritmética</i>	1,668	1,522
<i>Desviación estándar</i>	0,495	0,591
<i>Coefficiente de variación</i>	0,297	0,388
Para serie homogeneizada		
<i>n</i>	93	78
<i>Media aritmética</i>	1,67	1,45
<i>Desviación estándar</i>	0,501	0,532
<i>Coefficiente de variación</i>	0,30	0,37

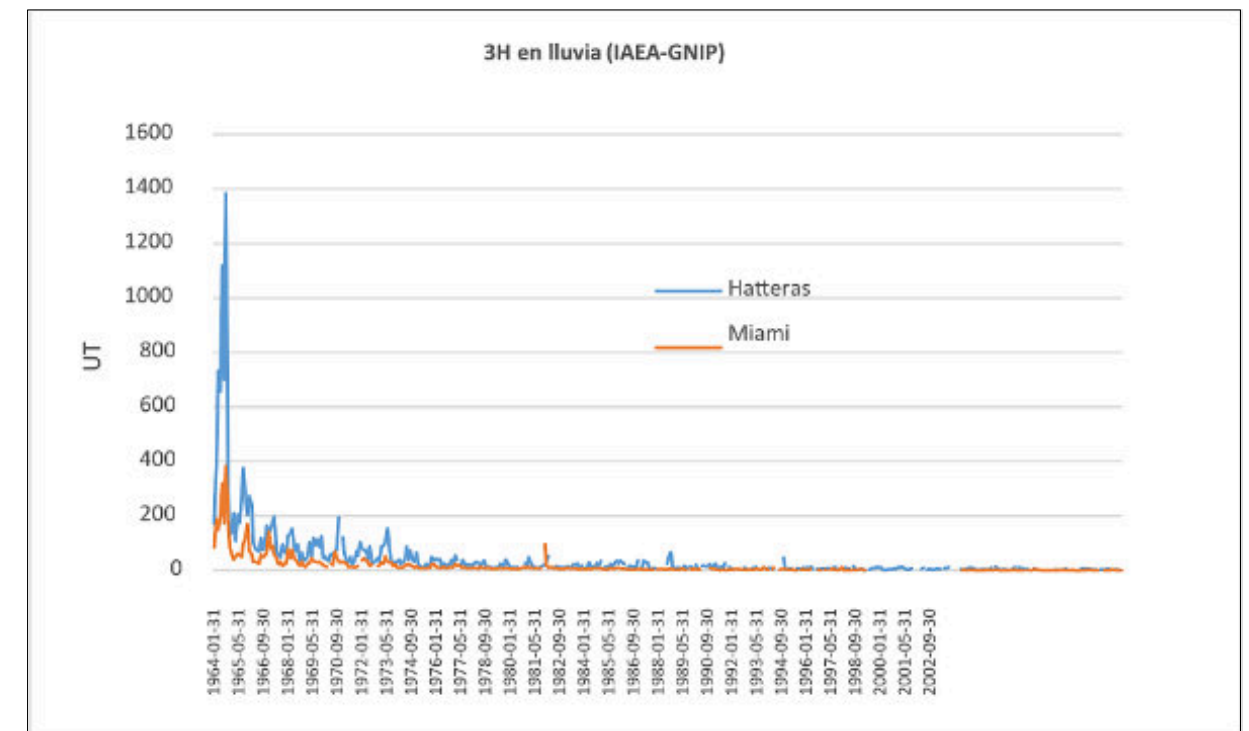


Fig. 12. Ritmo de la concentración de Tritio en las aguas de lluvia en las estaciones Hatteras y Miami (OIEA-GNIP; <http://nucleus.iaea.org/wiser/index.asp>) para el período común 1964-2002 (paso de tiempo mensual). La correlación lineal entre ambas estaciones para el período común de 0,92 para el 95% de certidumbre



Fig. 13. Ritmo interanual histórico promedio del Tritio en las precipitaciones registrado en la estación OIEA-GNIPCU01 (CPHR, La Habana, Cuba; <http://nucleus.iea.org/wiser/index.asp>) para el período 2002-2018. Las líneas horizontales marcan los valores históricos promedio en el período lluvioso y el menos lluvioso (estiaje).

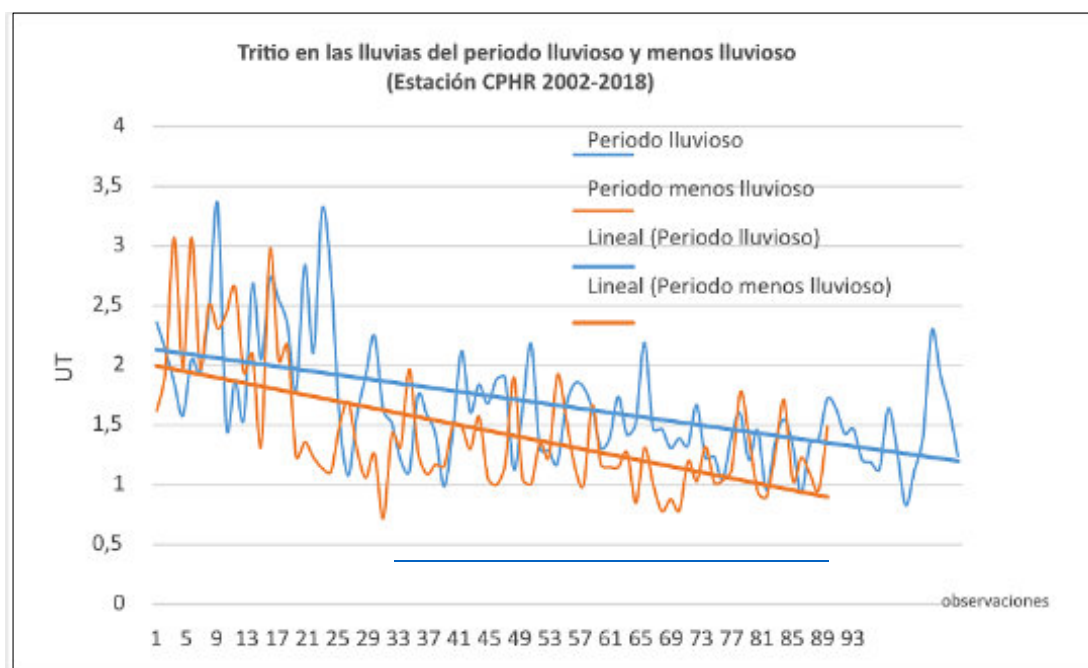


Fig. 14. Tendencias observadas para los periodos lluvioso y menos lluvioso del año (promedios históricos para 2002-2018) en la estación OIEA-GNIPCU01 (CPHR, La Habana, Cuba; <http://nucleus.iea.org/wiser/index.asp>).

En condiciones naturales, el ^3H es producido por la radiación cósmica, cuya tasa de producción se alteró considerablemente por los mencionados ensayos termonucleares en la atmósfera. Hacia 1990, la mayor parte del Tritio había sido lavado de la atmósfera y, en la actualidad, los niveles en la precipitación global son muy bajos o insignificantes. Casos aislados de pequeñas fugas de centrales nucleares o de armamentos imposibilitan que se alcancen niveles pre-1951, por ello, la señal de ^3H en las aguas subterráneas es indicativa de tritio termonuclear y muy útil para el fechado y la aclaración de los procesos de transporte de fluido en las aguas subterráneas. La interpretación cualitativa referencial de la data de ^3H propuesta por Clark y Fritz (1997) se resume en la Tabla 2.

Tabla 2. Interpretación cualitativa de la data de Tritio (Clark y Fritz, 1987). Entre paréntesis, y cursiva

	Unidades de Tritio (UT)	Referencias cronológicas
Para regiones continentales	0	Submoderna, edad superior a 100 años, sin recarga reciente
	0-5	Superior a 50 años o mezclas de aguas submodernas y con recarga reciente
	0,8-4	Mezcla entre recarga submoderna y reciente
	5-15	Moderna (<5 a 10 años)
	15-30	Presencia de algún ^3H termonuclear residual
	>30	Componente considerable de recarga entre 1960 y 1970
	>50	Dominante recarga de los 1960
Para regiones costeras y de baja latitud	0	Submoderna, edad superior a 100 años, sin recarga reciente
	0-5	Superior a 50 años o mezclas de aguas submodernas y con recarga reciente
	<0,8	Submoderna (recargadas antes de 1952)
	0,8-2	Mezcla entre recarga submoderna y reciente
	2-8 (5-7)	Moderna <5 a 10 años; (moderna o reciente, de 3-5 años)
	10-20	Presencia de algún ^3H termonuclear residual
	>20	Componente considerable de recarga entre 1960 y 1970

RESPUESTA ISOTÓPICA IMPULSIONAL DEL ACUÍFERO

Las variaciones espaciales y temporales a pequeña escala del contenido de Tritio en las aguas de lluvia han sido descritas por otros autores (Machta, 2969; McNughton, 1972; Östlund, 1967, 1968; IAEA, 2001; Gautam et al., 2013; van Roylem, 2019; Terzer-Wassmuth, 2022).

Bajo eventos de lluvia torrencial ciclónica, ya Östlund (1967) y también Gautam et al. (2013) han estudiado las particularidades de la distribución de Tritio en estos casos. Particularmente Östlund (1967) llama la atención sobre el hecho de que la concentración de Tritio en el vapor de agua en el aire no perturbado tropical es aproximadamente 10 veces más alta que aquel en el agua de mar, pero cuando este aire es arrastrado por un huracán la concentración de Tritio se reduce según el aire se aproxima al ojo del mismo. En un estudio más detallado del Huracán SS-3 Betsy (27 de agosto de 1965-14 de septiembre de 1965) durante cuatro días en que las características de la lluvia variaron, Östlund (1968) concluye que el intercambio molecular de agua en la interfaz entre el aire y el mar se manifestó claramente y la magnitud de ese intercambio se incrementó con el acrecentamiento de la intensidad del huracán, llegando a alcanzar una composición equivalente al 86% de vapor de agua de mar y 14% desde el exterior de la envolvente de la tormenta. La distribución de ^3H en un área entre 120 y 200 km de diámetros cambió drásticamente de un gradiente vertical dominante a una mezcla vertical y de ahí a un gradiente horizontal viene estructurado.

Las intensas lluvias y los acumulados tan notables alcanzados en los meses de junio a octubre de 2005, como consecuencia de los eventos de la TT Arlene (junio 8-10), los huracanes Dennis (julio 7-9), TT Franklin (julio 21), Katrina y Rita (septiembre 19-21), la DT Tammy (octubre 5-6) y el huracán Wilma (octubre 17-22), motivaron respuestas diferenciadas de las aguas subterráneas como consecuencia de la recarga cuasi instantánea de esas lluvias (Fig. 15). Los acumulados fueron asimismo notables (Fig. 16). En septiembre ya se estaba muy cerca de sobrepasar la media de lluvia anual histórica del país (1320 mm) y, en todos los meses la lluvia precipitada sobrepasó las medias históricas de esos meses.

En la serie de lluvia de la estación CPHR (Fig. 17) no se observa una asociación clara entre el contenido de Tritio y los acumulados de lluvia ciclónica (el valor de la correlación lineal es de 0,13). Las precipitaciones máximas asociadas a la TT Arlene se asocian a una disminución del contenido de Tritio en tanto que, durante el Huracán Dennis, que atravesó la zona, pero provocando menos acumulado de lluvia ascendieron los contenidos de Tritio. Durante julio y los meses siguientes, hasta octubre, decrece la lámina de lluvia y también el contenido de Tritio en las precipitaciones.

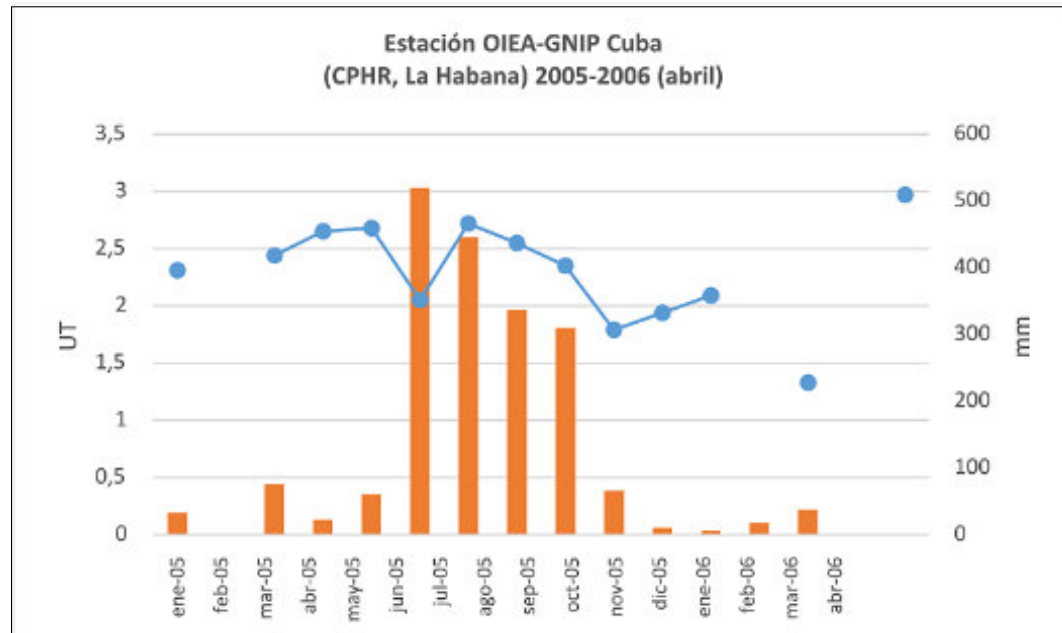


Fig. 15. Distribución de Tritio en las aguas de lluvia y láminas registradas en la Estación OIEA-GNIPCU01 (CPHR, La Habana, Cuba; <http://nucleus.iea.org/wiser/index.asp>) durante el período de estudio.

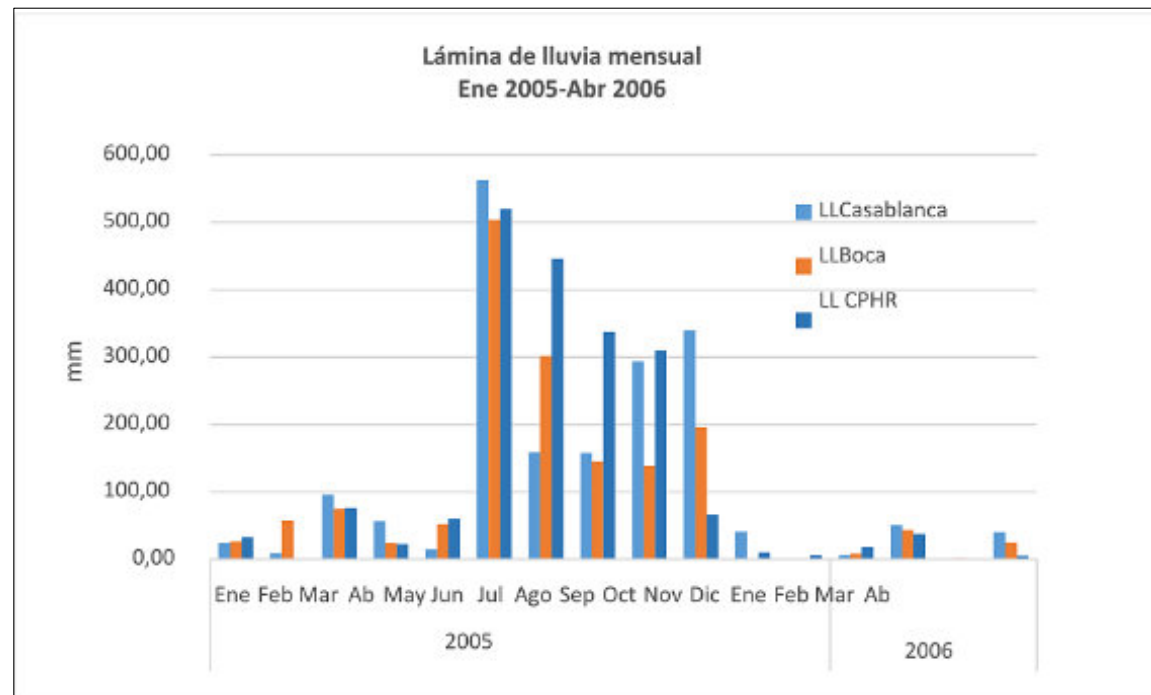


Fig. 16. Láminas de lluvia mensual de las estaciones de referencia CPHR, Boca de Jaruco y Casablanca para el periodo de estudio.

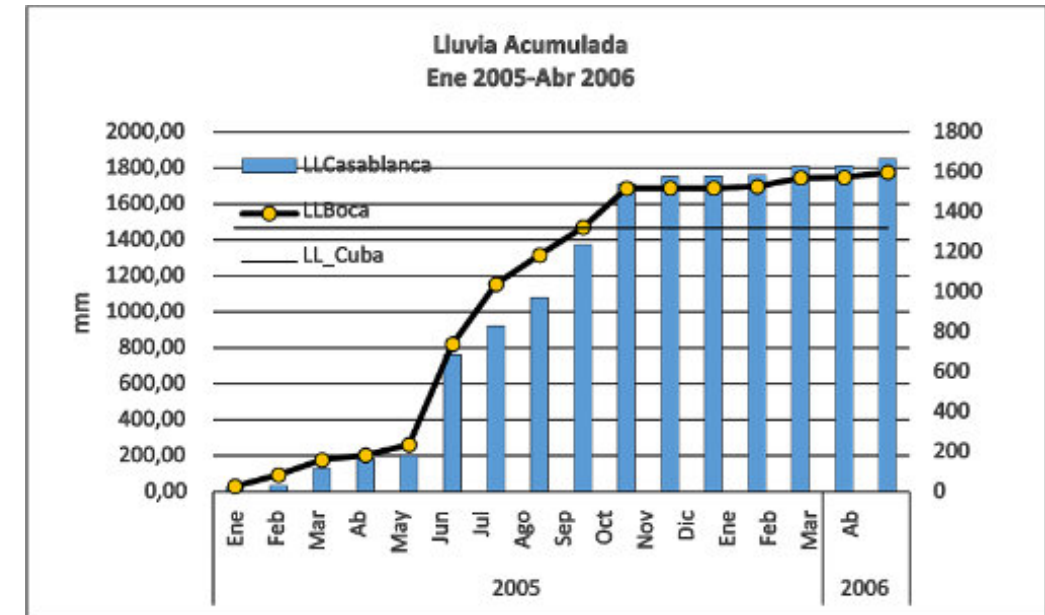


Fig. 17. Acumulados de lluvia para el periodo enero 2005-abril 2006 en las estaciones Casablanca (LLCasablanca) y Boca de Jaruco (LLBoca). LL_Cuba es la lluvia media histórica del país (1320 mm).

La respuesta impulsional identificada en las estaciones de monitoreo de las aguas subterráneas (Fig. 18) mostró complejas relaciones hidrodinámicas en la que aparecieron mezclas aguas subterráneas de diferente composición isotópica de tritio y radón y tiempos de residencia en respuesta a la intensidad de los factores de forzamiento. Las Figs. 19-24 muestran las respuestas de ^{222}Rn y ^3H a los eventos lluviosos del período.

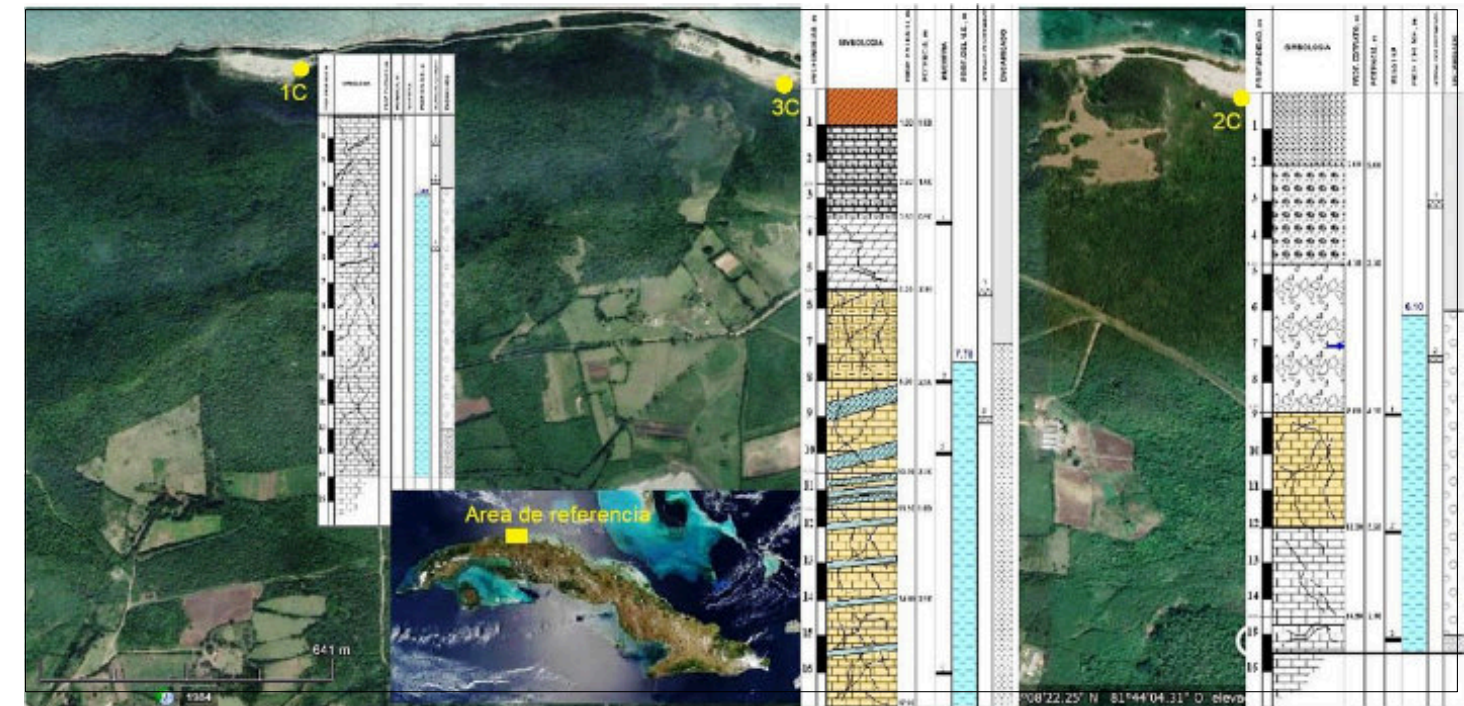


Fig. 18. Distribución de las estaciones de monitoreo de las aguas subterráneas.

La Tabla 3 agrupa cualitativamente los tiempos medios de residencia a partir de la actividad de tritio registrada en las muestras puntuales de cada mes del año 2005 hasta abril 2006.

Los resultados son interesantes, sobre todo porque cada estación de monitoreo representa un sistema de flujo muy local y no necesariamente dependiente uno del otro y, aun con las limitaciones que Suckow (2014) señala, muestran que:

- En condiciones no influenciadas por eventos extremos, sean déficits o excesos de precipitación, el acuífero drena una mezcla de aguas de diferentes horizontes y distintos tiempos de residencia de las aguas subterráneas
- Las lluvias huracanadas, en particular, movieron aguas más uniformemente asociadas a recargas anteriores a 1952 en las estaciones 1C y 2C durante seis (6) meses consecutivos. Una tendencia semejante parecía mostrarse en 3C pero el colapso del pozo impidió continuar el muestreo.
- Esa influencia parecía continuar en 1C en enero 2006, pero no puede asegurarse, porque en diciembre 2005 se detectaron aguas de infiltración submodernas a recientes; mas, sin embargo, 2C continuó la tendencia de drenar aguas pre 1952.
- Pero en febrero y marzo de 2006, tal como ocurrió en marzo 2005, en la estación 1C se registraron aguas asociadas a infiltraciones durante el periodo de explosiones termonucleares en la atmósfera (1960-1970). En 2C, ese mismo comportamiento se registró en febrero 2006. Ello sugiere que, en estiaje, estas estaciones drenan una mezcla de aguas donde dominan aguas recargadas en ese período.

Tabla 3. Análisis cualitativo de los tiempos medios de residencia de las aguas subterráneas en el acuífero Canasí (basado en los patrones de Clark y Fritz, 1997) para el periodo de muestreo enero 2005-abril 2006.

Tritio	Evento	Pozo	1C	TRES	2C	TRES	3C	TRES
2005	Ene	1,33	Mezcla submoderna/reciente	1,01	Mezcla submoderna/reciente	0,56	Pre 1952	
	Feb	0,44	Pre 1952	0,37	Pre 1952	0,79	Pre 1952	
	Mar	1,91	Mezcla submoderna/reciente	1,29	Mezcla submoderna/reciente	0,80	Pre 1952	
	Abr	0,39	Pre 1952			0,39	Pre 1952	
	May	71,40	1960-1970	1,15	Mezcla submoderna/reciente	1,01	Mezcla submoderna/reciente	
	Arlene & Dennis & Franklin	Jun	0,00	Pre 1952	0,52	Pre 1952		
	Katrina	Jul	0,76	Pre 1952	0,33	Pre 1952		
	Rita	Ago	0,24	Pre 1952	0,00	Pre 1952		
	Tammy & Wilma	Sep	0,48	Pre 1952	0,38	Pre 1952		
		Oct	0,60	Pre 1952	0,60	Pre 1952		
		Nov	0,48	Pre 1952	0,38	Pre 1952		
		Dic	1,40	Mezcla submoderna/reciente	0,40	Pre 1952		
2006	Ene	0,40	Pre 1952	17,70	TN Residual			
	Feb	72,00	1960-1970	77,90	1960-1970			
	Mar	72,00	1960-1970	3,00	5-10 años moderna			

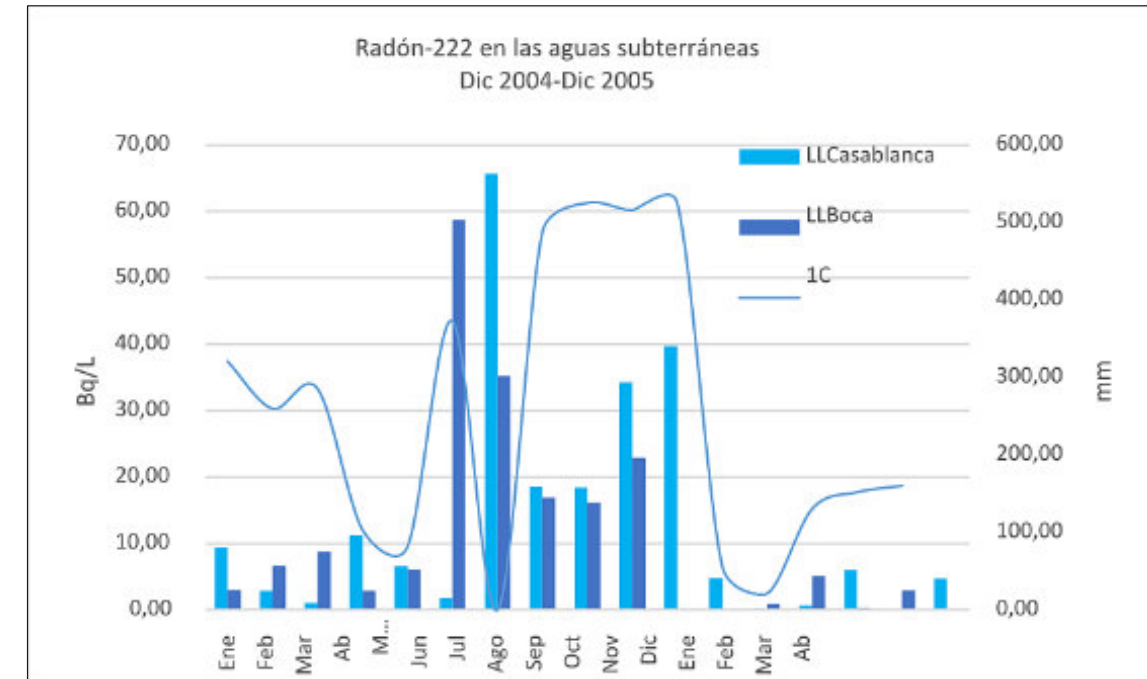


Fig. 19. Variación de la actividad de ²²²Rn con respecto a las lluvias asociadas a la temporada de huracanes 2005 en la estación de monitoreo 1C.

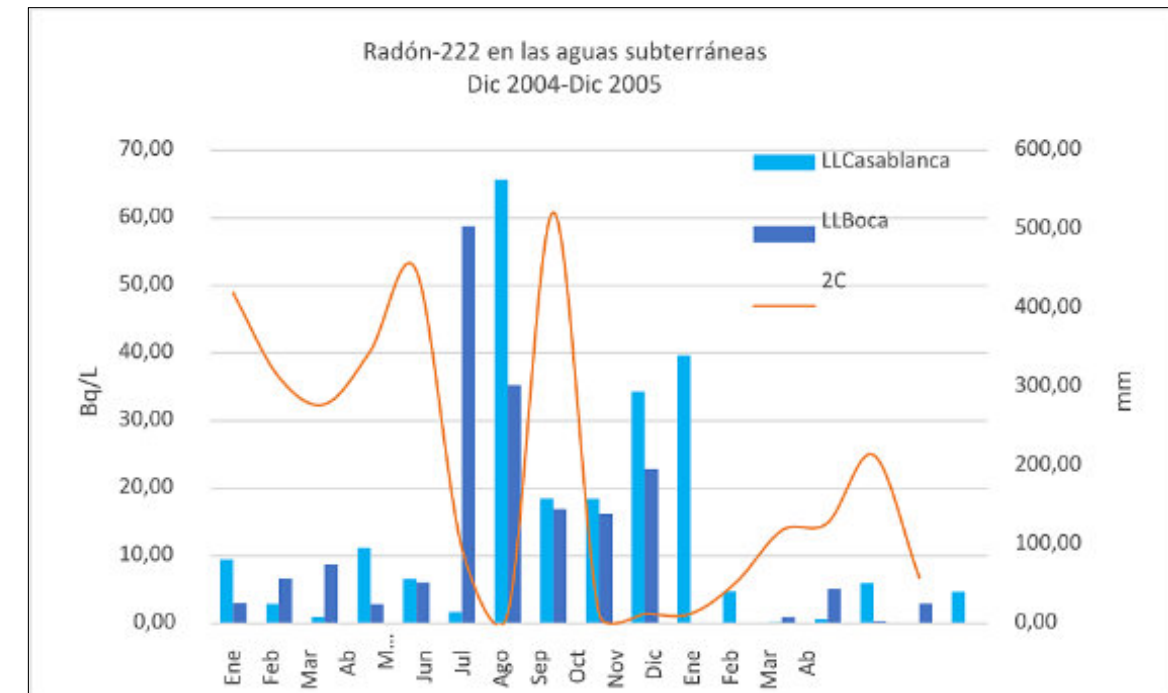


Fig. 20. Variación de la actividad de ²²²Rn con respecto a las lluvias asociadas a la temporada de huracanes 2005 en la estación de monitoreo 2C.

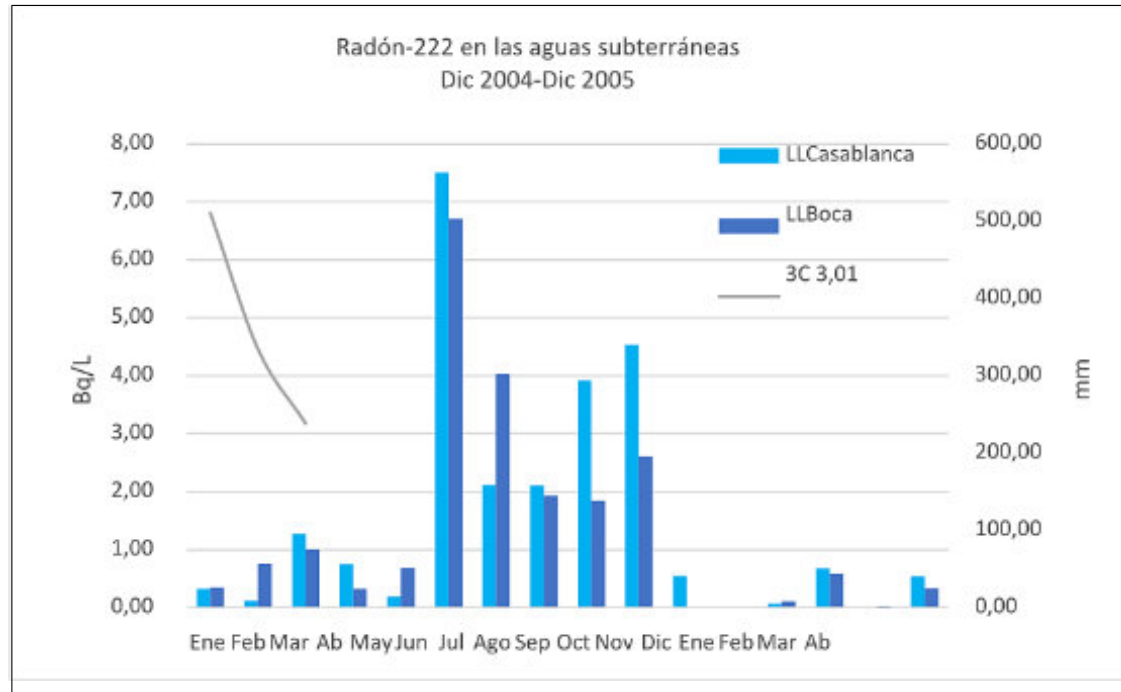


Fig. 21. Variación de la actividad de ^{222}Rn con respecto a las lluvias asociadas a la temporada de huracanes 2005 en la estación de monitoreo 3C.

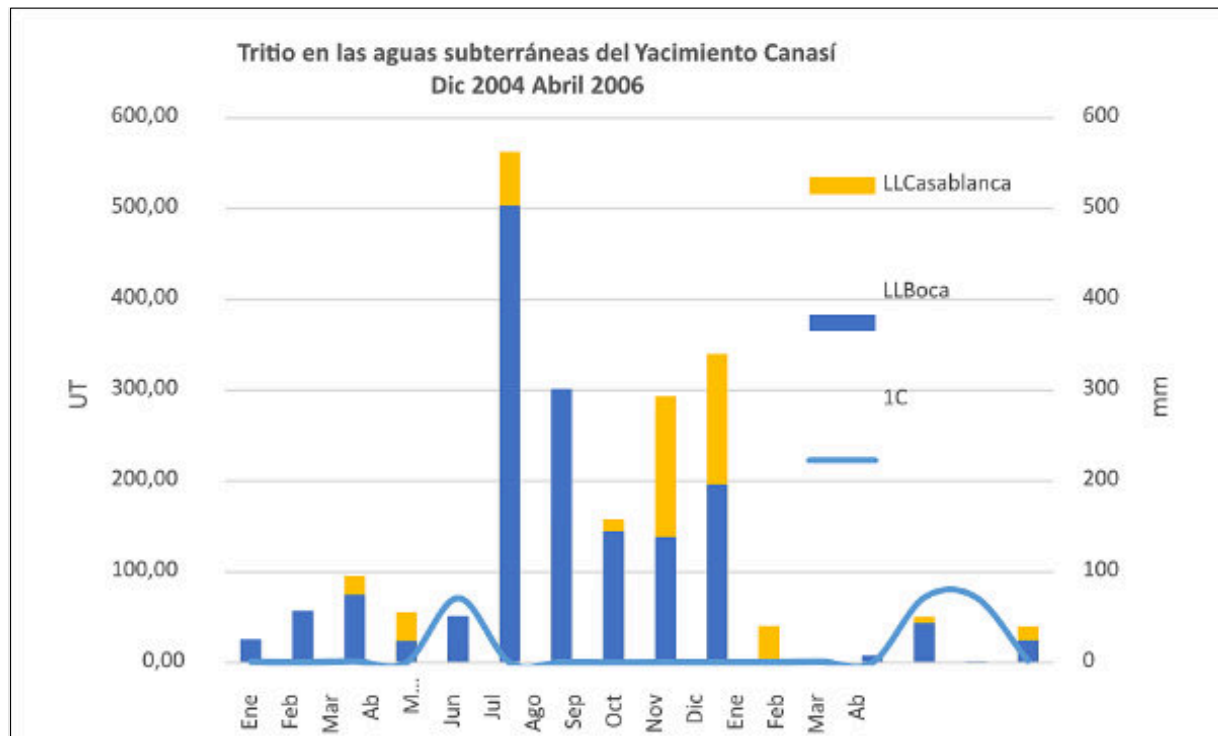


Fig. 22. Variación de la actividad de ^3H con respecto a las lluvias asociadas a la temporada de huracanes 2005 en la estación de monitoreo 1C.

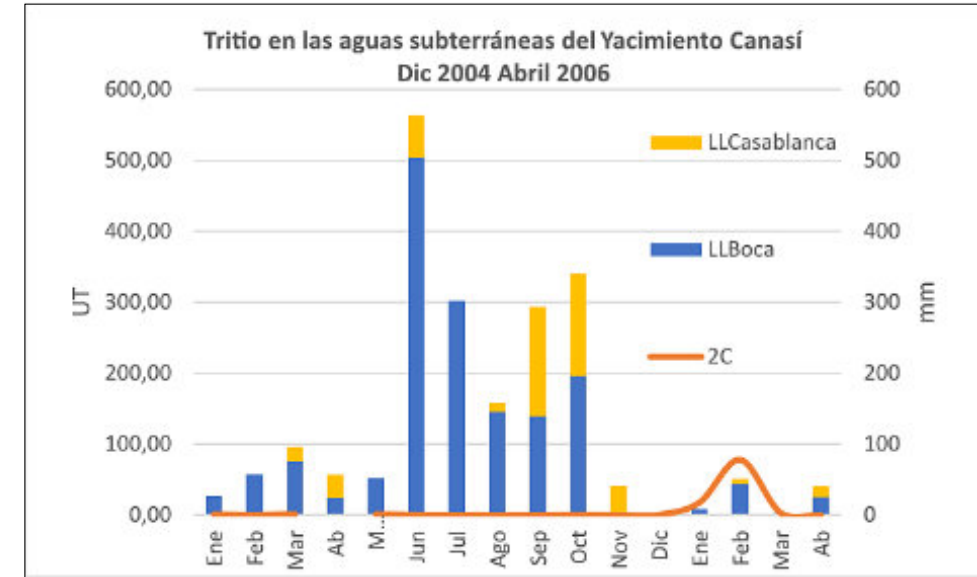


Fig. 23. Variación de la actividad de ^3H con respecto a las lluvias asociadas a la temporada de huracanes 2005 en la estación de monitoreo 2C.

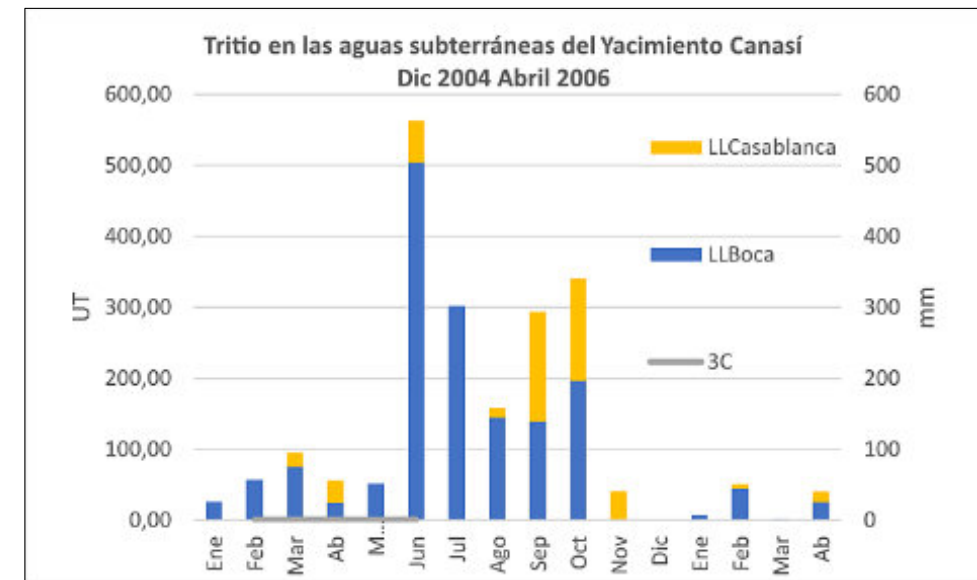


Fig. 24. Variación de la actividad de ^3H con respecto a las lluvias asociadas a la temporada de huracanes 2005 en la estación de monitoreo 3C.

NOTA FINAL

Las aguas de lluvia asociadas a aguaceros torrenciales que recargan los acuíferos cársicos de manera instantánea o sostenida conducen a una respuesta impulsional del acuífero que se expresa notablemente en la mezcla de aguas de distinto origen y tiempo de residencia. Esta recarga, muchas veces brusca, modifica el régimen de las aguas subterráneas, introduciendo una componente de flujo a pistón sobre cualquier otra que predomine en el acuífero bajo régimen estacional normal de precipitaciones.

En el caso del Acuífero Canasí, el período 2005-2006 recibió una recarga instantánea del primer evento ciclónico de la temporada, a la que se sumó el porte persistente de un período anormalmente abundante de varios meses con láminas de

lluvia muy altas e intensas debidas a una época ciclónica excepcional. La forma, extensión y espesor del acuífero no dejan traslucir que el sistema de flujo se pudiera acomodar de manera tan notable y en un periodo de tiempo tan corto, a las condiciones impuestas por los sistemas ciclónicos que recargaron el sistema. Sin embargo, es evidente que la capacidad de autorregulación del acuífero cársico es sumamente alta y el sistema mueve reservas de agua subterránea más importantes de lo que, hasta ahora, se ha supuesto.

En próximos artículos este tema y la modelación del sistema de flujo serán abordados con mayor detenimiento.

RECONOCIMIENTOS

La Red de Monitoreo de referencia fue diseñada por Ana Margarita Sardiñas, Ernesto Rocamora y Leslie Molerio. Rocamora se encargó del control de perforación y construcción de la Red, en tanto Sardiñas y Molerio desarrollaron todas las campañas de monitoreo mensual de las aguas subterráneas y de un repositorio de residuos petrolizados entre diciembre 2004 y junio 2007, así como trabajos posteriores de documentación hidrogeológica entre 2021 y 2022. Las determinaciones de macroconstituyentes y microelementos fueron realizadas en el Laboratorio Central de Minerales (LACEMI), bajo la supervisión de Miriam Morales y Fabio Rojas Pimentel. Las muestras isotópicas fueron procesadas en el Centro de Protección e Higiene de las Radiaciones (CPHR) por Isis María Fernández Gómez, Jorge A. Carrazana González, Miguel Prendes, Reynaldo Gil y Eduardo Capote. La interpretación de la data fue favorecida por la asistencia de los especialistas del CPHR Fernández Gómez, Carrazana, Gil y Capote así como, en su momento, de Piotr Maloszewski[†] (instituto de Hidrología de Múnich, Alemania) y más recientemente de Luis Araguás (Organismo Internacional de Energía Atómica, Viena). Al Prof. Arrigo Cigna (Italia), quien mucho contribuyó con sus amables sugerencias, experiencias y abundante literatura especializada.

La Habana, Enero 6/2022

REFERENCIAS

Acevedo Rosas, Federico, Antonio Luna Díaz-Peón (2005): **4. Principales fenómenos meteorológicos que afectaron al Estado de Veracruz en el año 2005**. En /Inundaciones 2005 en el Estado de Veracruz, :53-66

Arellano Acosta, Daniela M.; B. Degournay; J. Gutiérrez Díaz; L.F. Molerio León; O. Ascanio & A. Santos (1993): **Isotope Hydrogeochemistry in the Study of Saline Aquifers. Case of Study-Isle of Youth, Cuba**. Symp. Isotope Tech. in the Study of Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere, IAEA, Vienna, Paper IAEA-SM-329/27P:514-516

Arellano, D.M.; L.F. Molerio León & A. Santos Sanamé (1993): **Dinámica del Flujo Regional en el Macizo Metamórfico de la Isla de la Juventud**. in/ Estudios de Hidrología Isotópica en América Latina 1994, IAEA TECDOC-835, Viena, :175-194 Maracaibo, Venezuela, 14:

Arellano Acosta, M.; L.F. Molerio León & A. Surí Hijos (1992): **¿Efecto de Altitud del ¹⁸O en la Zona de Articulación de Llanura Criocársica con Carso de Montaña?** GTICEK. Taller Internac. sobre Cuencas Experimentales en el Karst, Matanzas, Publ. Universitat Jaume I de Castelló :29-42

Avila Lixion A., Daniel P. Brown (2005): **Tropical Cyclone Report. Tropical Storm Arlene 8-13 June 2005**. National Hurricane Center, 20 Jul, 2005, 14:

Beven, Jack (2005): **Tropical Cyclone Report. Hurricane Dennis 4 – 13 July 2005**. National Hurricane Center, 22 Nov. 2005, National Hurricane Center 14:

Carrazana González, J., O. Dominguez Ley, G. Åkerblom, L. Molerio León and R. Gil Castillo (2010): **Exposure to radon in tourist caves in Cuba**. Int. J. Low Radiation, Vol. 7, No. 2, 2010, :133-13

Cigna, A. A. (2005): **Radon in caves**. International Journal of Speleology, 34 (1-2), 1-18. Bologna (Italy)

Clark, Ian D., Peter Fritz (1997): **Environmental isotopes in Hydrogeology**. Lewis Publishers., Boca Raton, New York, 328:

Cobas Gómez, Lisset Susana Cobas-Gómez, Roberto Piñeiro-Soto. Regla Duthit-Somoza (2010): **Variabilidad de las lluvias en la zona suroccidental de Cuba y su relación con los ciclones tropicales**. Rev. Cubana Invest. Pesqueras, enero-diciembre, 2010, 27(1): 26-32, <http://hdl.handle.net/1834/4114>

Dapeña, C., J.L. Peralta Vital, R. Gil Castillo, D. Leyva Bombuse, H.O. Panarello, I. M. Fernández Gómez, L.F. Molerio León, M. Pin (2006): **Caracterización isotópica de la Cuenca kárstica Almendares-Vento, Cuba. Resultados Preliminares**. XI Congr. Geol.. Chileno, Antofagasta, Actas. Vol. 2, Simp. Hidrogeol.,: 607-610

Espinosa G. Guillermo C (2016): **Gas Radón en cuevas. Su origen, medición, distribución, y sus posibles riesgos y/o beneficios en salud pública**. Instituto de Física, Universidad Nacional Autónoma de México Circuito de la Investigación Científica, México, 138:

Fernández Gómez, I.M., J. Tomás Zerquera, J. Carrazana González, E. Capote Ferrera G. Rodríguez Castro (2006): **Análisis de la Radiactividad en el Balneario “Elguea”, Villa Clara, Cuba**. Primer Congreso Americano del IRPA 2006/XXIV Reunión Anual de la SMSR y XVII Congreso Anual de la SNM/Acapulco México, del 4 al 8 de Septiembre 2006/ Memorias CIC Acapulco 2006 en CD ROM 1/6

Farris, Gaye S. (2005): **The Major Hurricanes of 2005: a Few Facts**. Science and the Storms: the USGS Response to the Hurricanes of 2005. United States Geol. Surv., National Wetlands Research Center,:12-15

Gautam, Y. P., Saivajay Sharma, A. K. Sharma, Aviansh Kumar, P. M. Ravi, P. K. Sarkar (2013): **Studies on the Rain Scavenging Process of Tritium in a Tropical Site at Narora in India**. Journal of Nuclear Chemistry article ID 849732, 6:

Hernández Unzón, Alberto, Cirilo Bravo (2005): **Resumen de la Tormenta Tropical “Arlene” del Océano Atlántico Junio 8-13, 2005**. Comisión Nacional Del Agua, México, 2:

IAEA (2000): **Environmental isotopes in the hydrological cycle. Principles and Applications. Vol. 6. Modelling**. Water resources Programme. IAEA-UNESCO, Vienna:491-570

IAEA (2000): **Environmental isotopes in the hydrological cycle. Principles and Applications. Vol. 2. Atmospheric Water**. Water resources Programme. IAEA-UNESCO, Vienna:167-235

IAEA (2003): **Radiation protection in the management of radioactive waste in the oil and gas industry**. Safety Rep. Series 34, Vienna, 127:

IAEA (2005): **Naturally occurring radioactive materials (NORM IV)**. Proc. Internatl. Conf., Szczyrk, Poland, 17–21 May 2004, IAEA-TECDOC-1472, Vienna, 574:

- Machta, L. (1969): **Evaporation rates based on tritium measurements for hurricane Betsy**, Tellus, 21:3, 404-408
- McNaughton, D. L. (1972): **Tritium in rain as an indicator of air mass source**. Tellus XXIV (3):255-259
- Molerio León, Leslie F. (1992): **Composición Química e Isotópica de las Aguas de Lluvia de Cuba**. II Cong. Espel. Latinoamérica y el Caribe, Viñales, Pinar del Río, Cuba: 20-21
- Molerio León, Leslie F. (1993): **Dinámica del Flujo Regional en el Macizo Metamórfico de la Isla de la Juventud**. Taller sobre Aplicación de Técnicas Isotópicas en el Estudio de los Recursos y la Contaminación de las Aguas, OIEA,
- Molerio León, Leslie F. (1994): **Isotopic and Geochemical Regionalization of a Tropical Karst Aquifer**. Internatl. Symp. Isotopes in Water Resources Management; OIEA, Vienna, Austria, Paper IAEA-SM-336/88P, 6:
- Molerio León, L.F. (2001): **Speleothems and Climatic Changes: Equilibrium and Kinetic Fractionation Effects in Cave Deposits**. IAEA International Conference On the Study of Environmental Change Using Isotope Techniques., IAEA-CN-80/P-20:143-145
- Molerio León, L.F. (2004): **Cave levels, safe yield and turnover time in karst aquifers**. IAEA-CN-104/P-76. Proc Isotope hydrology and integrated water resources management, Vienna, Austria :184
- Molerio León, L.F. (2006a): **Radón 222, Tritio, intrusión marina y contaminación por hidrocarburos en acuíferos cárlicos litorales**. Mapping, Revista Internac. Ciencias de la Tierra (108), Madrid, Abril: 25-30.
- Molerio León, L.F. (2006b): **Isotopic evidence of the overexploitation of karst aquifers**. in: Demuth, S., A. Gustard, E. Planos, F. Scatena, E. Servat (Eds.) **Climate Variability and Change: Hydrological Impacts**. IAHS Publ. 308, Wallingford. Climate: 629-634
- Molerio León, L.F. (2007a): **Tritium as an indicator of groundwater overexploitation in a tropical karst aquifer**. International Symposium on Advances in Isotope Hydrology and its role in sustainable Water Resources Management, Vienna, Austria, 21-25 May, 2007. IAEA-CN-151/125
- Molerio León, L.F. (2007b): **Radon 222 and Tritium in the prevention of sea water intrusion and oil pollution in a coastal karst aquifer**. International Symposium on Advances in Isotope Hydrology and its role in sustainable Water Resources Management, Vienna, Austria, 21-25 May, 2007. IAEA-CN-151/124.
- Molerio León, L.F. (2008): **Una Revisión del Uso de Tritio Cosmogénico en el fechado de aguas subterráneas y su aplicación en el Acuífero Kárstico de la Cuenca de Vento, Cuba** Bol. Soc. Venezolana Espeleol. 42: 20-32
- Molerio León, L.F. (2009): **Sources of uncertainty of Rn-222 fluxes in coastal karst oil fields of the humid tropics: The Cuban experience. Abstract submitted**. IAEA/WMO Technical Meeting on Sources and measurements of radon and radon progeny applied to climate and air quality studies, 22 – 24 June 2009.
- Molerio León, L.F. (2012): **Hidrología de Trazadores en la gestión ambiental de yacimientos de petróleo onshore**. Mapping Interactivo. No. 154, Julio-Agosto, 2012:6-43
- Molerio-León, L.F. (2020a): **Miembros geoquímicos terminales y de transición de las aguas cárlicas de Cuba: 3. Composición isotópica de las aguas de lluvia**. Gota a gota, nº 22: 70-82 <https://www.researchgate.net/publication/348402581>

Molerio-León, L.F. (2020b): **Miembros geoquímicos terminales y de transición de las aguas cárlicas de Cuba: I. Aplicaciones del nomograma modificado de Schoeller**. Gota a gota, 21: 81-88. Grupo de Espeleología de Villacarrillo, G.E.V. (ed.). https://drive.google.com/file/d/1-7T5OrVnMe_rIEyVuA2ZuBtyrR1oAZ4V/view

Molerio-León, L.F. (2020c): **Miembros geoquímicos terminales y de transición de las aguas cárlicas de Cuba: II. Aplicaciones del nomograma modificado de Schoeller – Metodología e Interpretación**. Gota a gota, (22): 13-17. <https://drive.google.com/file/d/10NQ25dn1EoGvwj71fxFTaTwPUL3q6Gv7/view> <https://www.researchgate.net/publication/345344552>

Molerio León, L.F., I. M. Fernández Gómez y J. A. Carrazana González (2012a): **Radón 222 y Tritio en la identificación y cuantificación de la contaminación por hidrocarburos (LFNA) en las aguas subterráneas. 1. Principios teóricos**. Cub@: Medio Ambiente y Desarrollo; Revista electrónica de la Agencia de Medio Ambiente. Año 13, No.24, 2012 ISSN-1683-8904, La Habana, 7:

Molerio León, L.F., I. M. Fernández Gómez y J. A. Carrazana González (2012b): **Radón 222 y Tritio en la identificación y cuantificación de la contaminación por hidrocarburos (LFNA) en las aguas subterráneas. 2. Patrones de 222Rn, 3H y Cl**. Cub@: Medio Ambiente y Desarrollo; Revista electrónica de la Agencia de Medio Ambiente. Año 13, No.24, 2012 ISSN-1683-8904, La Habana, 7: <http://ama.redciencia.cu/articulos.php?sid=91529a91e366de61e4ac7b8e3f27fb89>

Molerio León, L.F.; J. Guarch, M.G. Guerra Oliva, J.C. Torres, E. Rocamora Alvarez (2001): **¹⁴C Evidence of Environmental Changes at The Seboruco Cliffs, The Oldest Archaeological Site in Cuba**. IAEA International Conference On the Study of Environmental Change Using Isotope Techniques., IAEA-CN-80/48:49-50

Molerio León, L.F., P. Maloszeswski, M.G. Guerra Oliva, D.M. Arellano, K. del Rosario (2002): **Hidrodinámica isotópica de los sistemas acuíferos Jaruco y Aguacate, Cuba**. Ing. Hidr. y Ambiental, La Habana, XXIII (2):3-9

Molerio León, Leslie F.; P. Maloszewski; M.G. Guerra Oliva; O. A. Regalado; D. M. Arellano Acosta; C. March Delgado & K. del Rosario (1993): **Dinámica del Flujo Regional en el Sistema Cársico Jaruco-Aguacate, Cuba**. in/ **Estudios de Hidrología Isotópica en América Latina 1994**, IAEA TECDOC-835, Viena, :139-174

Molerio León, L.F. y J. Pajón (2004): **Cambios climáticos y espeleotemas: efectos del equilibrio y el fraccionamiento isotópico en depósitos de cavernas**. Mapping, Revista Internac. Ciencias de la Tierra (92), Madrid, Marzo:88-91.

Molerio León, L.F., M. Pin, M.G. Guerra (2007): **Diseño de la Red de Monitoreo de Tritio en las Aguas Subterráneas de la Cuenca de Vento, Habana, Cuba**. Mapping, Revista Internac. Ciencias de la Tierra, Madrid, Octubre-Noviembre, 32:

Molerio León, L.F., K. del Rosario, J.C. Torres Rodríguez, E. Rocamora Alvarez, M.G. Guerra Oliva (2002): **Factores de control de la composición química e isotópica de las aguas subterráneas en la región Varadero-Cárdenas, Matanzas, Cuba**. Ing. Hidr. y Ambiental, La Habana, XXIII (2):36-46

Östlund, H. Göte (1967): **Hurricane Tritium I: Preliminary results on Hilda 1964 and Betsy 1965**. In/ Stout, G. E.: **Isotope Techniques in the Hydrologic Cycle. Papers presented at a Symposium at the University of Illinois**. Nov. 10-12, 1965 (1967). Geophys. Monogr. Ser. 11:58-60

Östlund, H. Göte (1968): **Hurricane Tritium II: Air-sea exchange of water in Betsy 1965**. Tellus 20(4): 577-594. <http://www.researchgate.net/publication/227594332>

Peralta Vital, J.L., R. Gil Castillo, L.F. Molerio León, D. Leyva Bombuse, C. Dapeña, H. O. Panarello, J. Carrazana González, M. Pin (2006): **Uso de la hidrología isotópica en la evaluación de una importante cuenca cárstica cubana, para la gestión sostenible de sus recursos hídricos.** VIII Congr.Latinoamericano de Hidrología Subterránea, Asunción, Paraguay, Septiembre, : 1-22

Ramos Guadalupe, Luis Enrique (2009): **Huracanes. Desastres naturales en Cuba.** Edit. Academia, La Habana, 192:

Schmidt, Axel, Gabriele Frank, Willibald Stichler, Lars Duester, Thomas Steinkopff, Christine Stumpp (2020): **Overview of tritium records from precipitation and surface waters in Germany.** Hydrological Processes. 2020;34:1489–1493

Suckow, Axel (2014): **The age of groundwater. Definitions, models and why we do not need this term.** Applied Geochemistry 50 (2014) 222–230

Terzer-Wassmuth, Stefan, Luis J. Araguás-Araguás, Lorenzo Cobia, Leonard I. Wassenaar (2022): **High spatial resolution prediction of tritium (3H) in contemporary global precipitation.** Nature Scientific Reports 12:10271

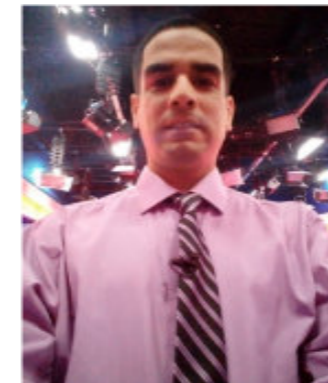
USGS (1999): **Naturally Occurring Radioactive Materials (NORM) in Produced Water and Oil-Field Equipment—An Issue for the Energy Industry.** USGS Fact Sheet FS–142–99, September 1999. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey

Van Rooyen, J., J. Miller, L. Palcsu (2019): **Spatial Variability of Tritium in Precipitation During Single Storm Events and it's Bearing on Hydrological Studies.** <https://www.researchgate.net/publication/34167170>

Zapata Martí, Ricardo (2006): **Los efectos de los desastres en 2004 y 2005: la necesidad de adaptación de largo plazo.** CEPAL, Punto Focal de Evaluación de Desastres, S E R I E estudios y perspectivas, México, D. F., 47:



Geólogo de Yacimientos Minerales e Hidrogeólogo-Hidrotécnico, MSc. en Hidrología Isotópica, Ex-Director del Servicio Hidrológico de la República de Cuba, Especialista Principal en Proyectos e Ingeniería en INVERSIONES GAMMA; Acreditación Profesional para la dirección y ejecución de obras subterráneas; Auditor Ambiental; Experto para diferentes agencias de Naciones Unidas; Miembro de la Academia de Ciencias de Nueva York y de 38 sociedades científicas internacionales, cubanas y extranjeras. Conferencista y docente en universidades de Latinoamérica y Europa; tutor o cotutor de 35 tesis de grado, maestrías y doctorados. Ha participado en unos 480 proyectos de su especialidad en 47 países. Tiene publicados unos 340 artículos en revistas especializadas y es autor o coautor de 17 libros y folletos. Ha participado en unos 135 congresos científicos. Posee numerosas condecoraciones y premios por su labor profesional (Orden Carlos J. Finlay del Consejo de Estado de la República de Cuba, el Premio Jesús Fco. de Albear “A la Obra de la Vida” (Sociedad Cubana de Geología) y el Premio Internacional Espeleo 2018 (España).



Licenciado en Meteorología; Msc. en Ciencias Meteorológicas. Fue Especialista Principal del Grupo de Pronóstico del Tiempo para las provincias Artemisa y Mayabeque; Investigador Agregado del Centro Nacional de Pronóstico del Tiempo del Instituto Nacional de Meteorología de Cuba; Editor ejecutivo de la Revista Cubana de Meteorología; Profesor Asistente del Instituto Superior de Tecnologías y Ciencias Aplicadas, Universidad de la Habana; Vicepresidente de la Sociedad Meteorológica de Cuba; miembro de la Federación de Radio Aficionados de Cuba; Tutor o Cotutor de 16 tesis de grado y maestrías. Ha participado en 9 proyectos de su especialidad. Tiene 17 publicaciones en revistas especializadas. Ha participado en 11 congresos científicos.

Redefinición de los Esquistos Cristalinos El Algarrobo. Litodema asociado al grupo de formaciones metaterrígenas y a la Formación Cobrito del Macizo Metamórfico Escambray de Cuba Central.

Humberto Álvarez-Sánchez.

1. Introducción.

Los esquistos Algarrobo del Macizo Metamórfico de Cuba central, se mencionan por primera vez en Millán y Somin (1978) como "esquistos poliminerale del Grupo Algarrobo". En 1981 (Millán y Somin, 1981) los proponen como "Formación Esquistos cristalinos de Algarrobo₍₁₎", asociados a los esquistos metaterrígenos de la Formación Naranjo. Más tarde los describen bajo el nombre de "Esquistos cristalinos Algarrobo"; esta vez sin mencionar su categoría estratigráfica original (Millán y Somin, 1985a), asociados exclusivos de su Zona Metamórfica 3 de mayor grado metamórfico e incluidos como intercalaciones estratigráficas dentro de las nuevas Formaciones Loma La Gloria y Cobrito (Millán y Somin, 1985a). Suchanek (1978, en Stanik *et al.*, 1981) sostuvo que la "unidad litológica Algarrobo" era parte de la Formación Sopapo₍₂₎, a causa de que Algarrobo, cuando menos metamorfozado, es semejante y transicional a los metaterrígenos. Stanik (*ibid.*) consideró que los esquistos Algarrobo formaban parte de un nappe independiente con alto grado metamórfico. Álvarez-Sánchez los describe como "Esquistos Cristalinos Algarrobo" (en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986); abundantes al norte de la Cúpula de Trinidad, asociados a las Formaciones Loma La Gloria o Cobrito, o en enclaves en el Mélange Los Guapos₍₃₎ (Álvarez-Sánchez, *ibid.*). Somin *et al.*, (1992) los denominan "Esquistos Algarrobo" con cierta ambigüedad respecto a su nomenclatura ("Complex Formation"; *ibid.*). En el Léxico Estratigráfico de Cuba (Franco Álvarez *et al.*, 1992) la unidad es denominada "El Algarrobo, esquistos cristalinos" (unidad informal).

El Léxico Estratigráfico de Cuba₍₄₎ (Franco Álvarez *et al.*, 1992) refiere sinónimos para Algarrobo que no parecen reales. Ni Thiadens (1937) ni Palmer (1945) mencionan alguna litología afín con los esquistos Algarrobo. El nombre "Naranjo" fue elevado a Grupo y dividido en varias formaciones. No existe ninguna "Formación Naranjo" en el Escambray y la validez del grupo del mismo nombre fue rechazada por sus autores. Sinónimos apropiados serían: Esquistos poliminerale del Grupo Algarrobo (Millán, 1978) y Formación Esquistos cristalinos Algarrobo (Millán y Somin, 1981). Los esquistos Algarrobo podrían ser, en parte, sinónimos de Formación Loma La Gloria, del mismo modo que, parte de la Formación Sopapo (Shaloupsky, 1976 en Stanik *et al.*, 1981).

Redefinición.

En una obra titulada Litoestratigrafía del Macizo Metamórfico Escambray (Álvarez-Sánchez, 2015) la unidad Algarrobo fue definida como un litodema bajo el nombre de **Esquistos Cristalinos Algarrobo**. De acuerdo a las recomendaciones de la Comisión del Léxico Estratigráfico de Cuba, que hacen necesario cambiar el

¹ Esta es la grafía original de Millán y Somin, 1981. (Nota del Autor).

² La Formación Sopapo es el equivalente de las Formaciones Loma La Gloria y La Chispa (de Millán y Somin, 1981, 1985a) para la Expedición Checoslovaca Escambray I.

³ El Mélange Los Guapos es el cuerpo principal y de mayores dimensiones de los mélanges tectónicos serpentínicos del Macizo Escambray, nombrado por Álvarez-Sánchez en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986.

⁴ Léxico Estratigráfico de Cuba. Centro de Nacional de Información Geológica, La Habana, 658 p. (Primera versión). (Inédito).

nombre de la unidad con el fin de evitar sinonimias existentes de mantenerse el actual nombre, en el presente trabajo se propone su redefinición **completa** que incluye, ahora, el cambio de nombre.

Autores originales.

Los autores de la unidad original son Guillermo Millán y Mark L. Somin; 1981; 1985a.

Categoría estratigráfica.

Unidad redefinida a Litodema **El Algarrobo** en el presente trabajo.

Nombre y Localidad Tipo.

El nombre se deriva del poblado Algarrobo o El Algarrobo₍₅₎, en la carretera Güinia de Miranda- Condado, parte oriental de la Cúpula de Trinidad (**Figura 1**). Provincia de Sancti Spiritus. La Localidad Tipo se describe en los afloramientos situados en el corte de la carretera Güinia de Miranda a Condado-Manaca Iznaga. En los afloramientos inmediatos al Sur del poblado Algarrobo, al lado W de la carretera; al sur del poblado del mismo nombre. Las coordenadas del lugar son N 238.20 y E 616.20. (Proyección Cónica de Lambert). (**Figura 2**). Hojas Felicidad y Meyer 1:25,000. 4281-IV-a y 4181-4-b. ICGC.

Razones para establecer su categoría litodémica.

Llama la atención la casi total falta de menciones sobre los esquistos El Algarrobo, a pesar de las numerosas especulaciones sobre la geología del Escambray en la literatura publicada. Estas rocas se adscriben a uno de los problemas estratigráficos del Escambray pendientes de solución por su carácter específico y único, sus relaciones estratigráficas oscuras y su llamativa y compleja composición mineralógica-petrográfica. Según Millán y Somin (1985b), Stanik *et al.*, (1981, inédito); Dublan y Álvarez Sánchez (1986; *ined.*) y Somin *et al.*, (1992) (los últimos tres por estudios de microsonda) los esquistos El Algarrobo no parecen contener minerales relícticos que muestren un origen previo al metamorfismo del Escambray, hecho, entre otros, que deja abierta la discusión sobre sus mecanismos de formación y su protolito.

- No se ha establecido de cuales rocas primarias se derivan estos esquistos. Su alotropía metamórfica es tan elevada que no se han reconocido relictos de la composición mineral previa. En alusiones comunes a estas rocas se encuentran calificativos tales como: "rocas extrañas"; "rocas exóticas".
- Su posición en la columna estratigráfica no es constante y se observa una dependencia clara con el grado metamórfico de las rocas hospederas.
- Si bien varios de los cuerpos conocidos semejan capas o estratos aproximadamente concordantes con las rocas parietales, esta concordancia pudo provocarse por la compresión tectónica, semejante a una concordancia sedimentaria. De aquí que el cumplimiento de la Ley de Superposición es dudosa.
- A causa de que son conocidas aureolas metamórficas entre las rocas parietales y los esquistos, no se tiene la certeza de que los esquistos cristalinos posean verdaderas transiciones litológicas, anteriores al metamorfismo.
- Por la elevada variabilidad mineral observada en las salbandas de los cuerpos mayores, se originan una gran cantidad de especies litológicas mezcladas de modo que los criterios de delimitación de los

⁵ No existe seguridad respecto al nombre de este sitio. Algarrobo o El Algarrobo, son las posibilidades.

cuerpos de esquistos cristalinos en la cartografía son dudosos y condicionales, con varios problemas de petrología implicados.



Figura.1. Situación general de la Localidad Tipo del Litodema El Algarrobo en la Cúpula de Trinidad. Mapa 1:250,000. Series 1501 Air Sheet NF 16-6. Edition 6. Elevación en pies. Números en azul: Coordenadas UTM.

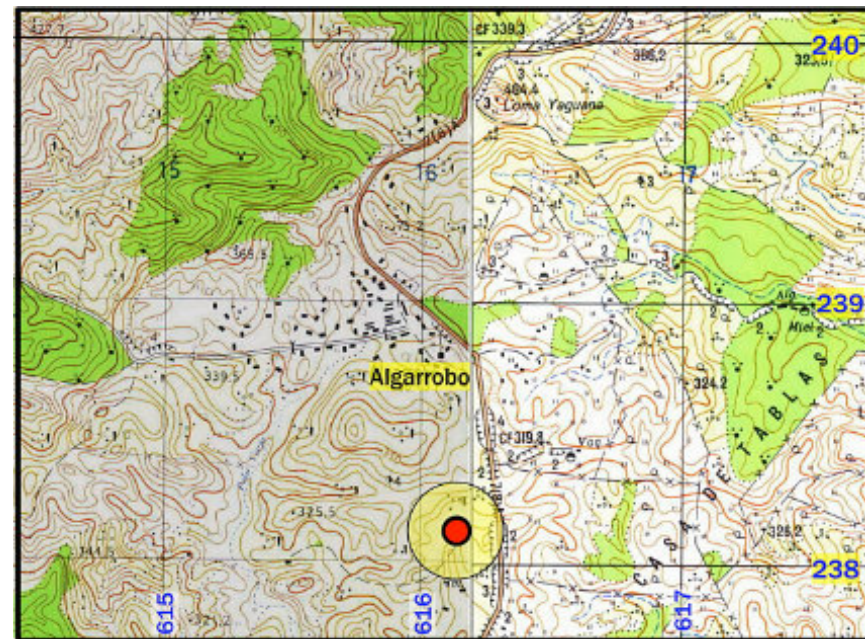


Figura. 2. Localidad Tipo de los Esquistos Cristalinos El Algarrobo. Cúpula de Trinidad. Hojas Felicidad y Meyer 1:25,000. 4281-IV-a y 4181-4-b. ICGC. (Cuadrícula = 1Km). Carretera Güinia-Condado. De acuerdo con coordenadas de Millán y Somin (1981). (Gráfica del autor).

Resumen de problemas basados en hechos conocidos.

Sobre los esquistos El Algarrobo, sumariamente, puede decirse lo siguiente:

- Muestran una posición relativamente regular, como cuerpos concordantes en el interior de la Formación Loma La Gloria y en la parte baja de la Formación Cobrito, del Grupo San Juan (¿Jurásico Superior-Cretácico Inferior?), como capas o estratos de orden métrico. Si bien cuerpos de esquistos El Algarrobo de mayores dimensiones yacen también en contacto tectónico con estas Formaciones. Si existe una verdadera relación estratigráfica primaria (independiente de su posterior transformación) entonces la edad de estos esquistos coincide con la de sus secuencias de soporte. Es decir, Jurásico a Cretácico Inferior. Pero si esta relación es solo aparente y en gran medida tectónica con el resultado de un paralelización de los contactos, su edad permanece desconocida.
- Si los esquistos Cristalinos El Algarrobo fueran exclusivos de las Formaciones Loma La Gloria y Cobrito; ¿por qué estas Formaciones, hacia los extremos externos de su zona metamórfica representativa (Zona 3 hacia el límite de la Zona 2, de Millán y Somin, 1981), ya no presentan intercalaciones de El Algarrobo? A esta especie de “degradación” de la identidad asociada, habría que agregar que las capas o paquetes de esquistos El Algarrobo que pueden encontrarse como intercalaciones en Cobrito, simplemente desaparecen. Esta es una cuestión tan compleja que, a pesar de las varias alternativas que pueden depender del propio origen de El Algarrobo en su posible relación genética con el metamorfismo-metasomatosis, también admiten una explicación diferente. En efecto, lo dicho se cumple para las eclogitas. Millán y Somin (1985b) describen las intercalaciones de eclogitas glaucofánicas del Río Caracusey (Cúpula de Sancti Spiritus) en la Formación Loma La Gloria que, hacia la zona más interna (Zona 2), donde el grado metamórfico se atenúa, en lugar de eclogitas, estas se sustituyen por esquistos verdes lawsoníticos (6).
- Su origen nativo en el seno de las capas metasedimentarias que los controlan **y su correspondencia con el grado metamórfico de las mismas**, es reafirmado por el hecho de que solo aparecen donde las eclogitas y glaucofanitas se mantienen en su integridad o con una diafóresis moderada. Ellos no se destacan en otras formaciones donde los protolitos de dichas rocas cristalinas solo se encuentran como esquistos verdes de menor grado de presión. El Algarrobo es mineralógicamente coherente con las rocas que lo soportan. Son calcáreos en Cobrito y silíceos en Loma la Gloria (7) y coinciden en su grado metamórfico con las rocas anfitrionas.
- Cuerpos fragmentados de esquistos El Algarrobo, métricos hasta lozas extendidas por centenares de metros y potencia de decenas de metros, yacen en relación con las eclogitas en las extensas corridas del Mélange Los Guapos (Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez, *et al.*, 1986), al Norte de la Cúpula Trinidad. Fragmentos menores de El Algarrobo se mezclan detalladamente con esquistos carbonáticos, jadeíticos, anfíbolitas y apoclogitas glaucofánicas, embutidos y rotados en el interior de la matriz antigorítica del mélange. Pero los cuerpos mayores yacen en posición concordante (8) con lozas de equivalente dimensiones de eclogitas masivas. Algo similar a una secuencia estratigráfica normal o un apilamiento de escamas, probablemente puestas en concordancia por el plegamiento y la presión (Figura 4). ¿Es esta relación espacial producto de la causalidad de la formación del mélange, o es un vínculo genético? Al respecto, no conocemos cuando se incluyeron estos cuerpos

⁶ Tal caso se presenta también en la cúpula de S. Spiritus (Río Caracusey) donde no ocurre una disminución del grado metamórfico de la unidad 3, sino que las eclogitas fueron transformadas parcialmente en esquistos verdes lawsoníticos en las porciones limítrofes con la unidad 2 de menor grado metamórfico. Tanto en un caso como en el otro, las eclogitas fueron reelaboradas por un metamorfismo de menor grado. Incluso con frecuencia las eclogitas se transforman parcialmente en rocas glaucofánicas o en anfíbolitas. Todo esto lo he visto mucho en secciones delgadas. (Millán, com. escrita, 2012).

⁷ Se ven verdaderos esquistos Algarrobo calcáreos y no calcáreos, formando cuerpos independientes. Se puede decir que los metaterrígenos Loma la Gloria pueden transicionar a los esquistos Algarrobo no calcáreos por el enriquecimiento de granate, glaucofana, onfacita y zoisita. De esto no tengo dudas. (Correspondencia de Millán; 2012).

⁸ La caracterización de los contactos tectónicos, de los cortes compuestos por cuerpos tectónicos, e incluso, los mélange, aparentan ser concordantes y sus contactos y la foliación metamórfica principal, se ven concordantes. Es normal que semejen cortes estratigráficos típicos. Esto se acentúa en la zona de mayor grado metamórfico, donde los cuerpos incluidos dentro de antigoritas de procedencia ofiolítica se ven concordantes (foliación bandeada y límites concordantes). En el norte de la cúpula de Sancti Spiritus, se ven cuerpos de eclogitas bandeadas concordantes dentro de antigoritas foliadas. (Millán, com. escrita, 2012).

en el Mélange Los Guapos, ni tampoco si estos cuerpos de esquistos de "tipo El Algarrobo" **son coetáneos o las mismas rocas** que yacen en condiciones aparentemente estratigráficas dentro de formaciones litoestratigráficas.

- Si estas incertidumbres tienen fundamento, sugieren varios problemas adicionales. En efecto, masas métricas de antigorititas son conocidos dentro de secciones de los esquistos El Algarrobo en muchas localidades, fuera de las áreas del mélange. ¿Cuál es el posible origen de estas capas de rocas ultramáficas?
- Un origen por coalescencia tectónica es rechazado por todos los argumentos anteriores. Concederlo, no contradice el hecho de transposiciones estructurales a través de las cuales esquistos El Algarrobo pueden encontrarse dentro de serpentinitas o viceversa. En unidades fracturadas y fuertemente comprimidas las serpentinitas, a causa de su alta plasticidad, se inyectan a través de dichas grietas y planos de estratos, dando la falsa impresión de inter-estratos compuestos de serpentinita-El Algarrobo (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992, *ined.*).
- Para capas que pueden caracterizarse con la menor cantidad posible de dudas sobre el terreno, los esquistos El Algarrobo parecen haber sufrido una transformación tan profunda, que en ninguno de los escasos estudios petrográficos y análisis de microsonda pudieron identificarse minerales o restos que indiquen una roca primordial (Millán y Somin, 1985b) (Dublan y Álvarez-Sánchez, *et al.*, 1985; Somin, *et al.*, 1992).

Composición petrográfica-mineralógica.

Los esquistos cristalinos El Algarrobo son muy singulares y se reconocen a simple vista por sus rasgos macroscópicos y alta especificidad mineral. Se trata de unos esquistos poliminerales (típicamente más de 5 minerales), de aspecto muy llamativo, yacentes como intercalaciones, al parecer estratigráficas concordantes, dentro de secuencias de cortes metaterrígenos y calcáreos. Son rocas granoblásticas, homogéneas; de escasa foliación, o foliadas o bandeadas (Figura 3); incluso de aspecto masivo en dependencia del lugar. Son densas y pesadas por su frecuente y elevado contenido de granate. El color, cuando frescas, es característico gris azulado a gris verdoso y rojizo a pardo rojizo en los cortes alterados. Se trata de rocas difícilmente confundibles con otros esquistos del Escambray **y no tienen correlación conocida, ni siquiera dentro de este macizo metamórfico; ni tampoco en otros macizos metamórficos de Cuba existen rocas comparables a estas.**

Se dispone de estudios detallados de la petrografía de estos esquistos que proporcionan una buena caracterización de su composición (Millán y Somin, 1981, 1985a; Stanik *et al.*, 1981; Souček y Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986; Somin *et al.*, 1992). La composición general comprende asociaciones típicas de glaucofana - lawsonita - cuarzo - albíta - moscovita (paragonita) - granate. La fengita (Somin, *et al.*, 1992) también puede estar presente. A menudo contienen clinopiroxeno, hornblenda, clinozoisita-epidota ± actinolita-clorita. En ocasiones contienen zoisita. Carbonato y grafito ocurren a menudo. En un afloramiento también fue encontrada fuchsita (Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986). El anfíbol característico es la glaucofana (Stanik, *et al.*, 1981; Dublan y Álvarez-Sánchez, *ibid.*; Somin, *et al.*, 1992). El rutilo es comúnmente reportado como típico mineral accesorio (Dublan y Álvarez-Sánchez, *ibid.*; Somin, *et al.*, 1992). El granate puede alcanzar grandes concentraciones y, a veces, la albíta puede llegar a ser el mineral predominante. Los granos de albíta incluidos en el anfíbol indican un crecimiento simultáneo de ambos minerales (Somin *et al.*, *ibid.*). No todos estos minerales están presentes simultáneamente, pero por lo menos, 5 de ellos siempre observables.

Somin *et al.*, *ibid.*), describen capas individuales de rocas anfíbolíticas compuestas de anfíbol sódico cálcico, pertenecientes al grupo de la Na-tremolita, donde se encuentra el raro anfíbol determinado como katophorita; mineral semejante a glaucofana que se encuentra típicamente en rocas ígneas básicas alcalinas

en facies glaucofana-jadeíta; más propiamente en complejos ultramáficos. Es conocida en gabros eclogíticos de los Alpes occidentales, producto del metamorfismo HP-LT. Allí la glaucofana se acompaña con un anfíbol verde-azul desarrollado en el contacto glaucofana-granate, determinado como katophorita (Reynard y Balleve, 1988, y en Deer, *et al.*, 1997). Katophorita verde-azul se encuentra en el Macizo Dora-Maira de ultra-alta presión del Norte de Italia con la asociación: jadeíta-cuarzo / cohesita-almándino-fengita (Hirajima y Compagnoni, 1993, en Coleman y Wang, 1995 y Deer, *et al.*, 1997).

Somin, *et al.*, *ibid.*; describen los intercrecimientos simultáneos existentes entre este anfíbol y la albíta y la ausencia de zonación química en anfíboles y granates, como evidencias que contradicen un origen polimetamórfico para los esquistos El Algarrobo. La edad K/Ar $67,4 \pm 0,3$ Ma de una muestra de un esquivo cuarzo albítico y edad similar de la roca (Muestra GME-81-3⁽⁹⁾), indica que los esquistos El Algarrobo resultan de un único evento metamórfico cretácico. Según las evidencias registradas en las muestras (GME-81-3 y F94; de la Tabla 1 en Somin, *et al.*, 1992) al parecer ocurrió un único evento metamórfico bajo temperaturas de 350-400°C y alta presión (geotermómetro de glaucofana-granate, según Perchuk en Somin, *et al.*, *op cit.*).



Figura. 3. Esquistos El Algarrobo foliados con granate y abundante glaucofana que resalta el tono gris azulado de los esquistos. 1-Probables budinas de esquistos albíticos. 2-Grietas que producen bloques elípticos durante la meteorización. Cúpula de Trinidad. (Foto cortesía de L. Bernal. 2010).

Los análisis de microsonda realizados en muestras de El Algarrobo (Millán y Somin, 1985b; pag. 12) (Dublan y Álvarez-Sánchez, *et al.*, 1986; Somin, *et al.*, 1992) en ninguno de los tres casos indican relictos de minerales indicadores de un evento metamórfico previo al que caracteriza al Macizo Metamórfico Escambray. De aquí que Somin (*op cit.*) opina que los datos disponibles muestran que los esquistos El Algarrobo son el resultado de un único evento metamórfico de alta presión de edad Cretácico tardío.

⁹ Muestra GME-81-3 (Esquivo de paragonita-glaucofana). Formación Algarrobo (Somin *et al.*, 1992) Laboratorio IGEM. K/Ar. (Nota del Autor).

Intercalaciones y secreciones.

Una composición de tal complejidad produce mezclas de rocas emparentadas, aunque algo diferentes, a menudo con un mineral netamente predominante, tales como zoisita, actinolita, clorita, granate, antigorita y calcita (mármoles). En los contactos con metaterrígenos /esquistos calcáreos, ocurren rocas mixtas, como carbonato-granato-zoisíticos-albíticos con grafito y carbonato-moscovíticos-cuarzíferos, con grafito, metálicos, clorita, esfena y rutilo. Incluso esquistos cuarzo-moscovíticos granatíferos o cuarzo-piroxénicos moscovíticos, más parecidos a rocas metaterrígenas.

Mármoles y esquistos calcáreos.

Entre las intercalaciones notables, se encuentran los mármoles azulosos, interpretados como metasomáticos-calcíticos tardíos de gran intensidad (Somin y Millán, 1981; Soucek y Álvarez-Sánchez, *ibid.*). Los mármoles (calcita hasta 80%) a veces no superan unos decímetros, mientras pueden alcanzar metros de potencia de aspecto masivo o pseudoestratificado con contactos difusos. Muy afines a los mármoles son los esquistos calcáreos granatíferos (hasta 50%) con moscovita, albita, cuarzo, glaucofana, esfena, clinopiroxeno ± clorita, fuertemente carbonatizados, a menudo con grafito, abundante en ciertos casos; típicos en la región norte de la Cúpula de Trinidad.

Esquistos albíticos.

Son rocas muy peculiares representadas por cuerpos decimétricos blanquecinos compuestos por albita con cuarzo y glaucofana; que parecen proyectarse hacia el exterior del cuerpo principal en la región de Algarrobo⁽¹⁰⁾ y también como lentecillos ovalados de posible origen secrecional o resultado de boudinage (Figura 3). Son de grano fino, blanquecinos con un contenido de albita en varios por cientos. La albita puede alcanzar contenidos tan elevados que pueden llamarse como albititas; en parte probablemente originada por metasomatosis sódica generalizados al resto del macizo (Millán, 1984; com. pers.).

Antigoritas.

Las intercalaciones de cuerpos de antigoritas son frecuentes en muchas localidades. En la región al Norte de la Cúpula de Trinidad, al NE de Jibacoa (Loma de Los Guapos), los cuerpos mayores de El Algarrobo contienen secciones métricas de antigoritas densas y de esquistos de glaucofana-granate (Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986).

La presencia de antigoritas en el interior y también en los bordes de los cuerpos de El Algarrobo es un enigma que se suma a los numerosos que estos esquistos proponen al investigador. Las antigoritas son masivas, aparentemente monominerales, de grano muy fino (hasta 0.1 mm) de fábrica no direccional. Por análisis roentgenométrico se determinaron en una muestra representativa, berthierina, antigorita y kryptomelana (Soucek, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986). Los cuerpos interiores no suelen superar unos metros de potencia a menudo junto con esquistos de glaucofana-granate (Figura 4). Sin embargo, cuerpos en contacto, pueden alcanzar decenas de metros de potencia (Figura 5) y aflorar de modo independiente.

¹⁰ Es posible aunque no está probado, que se trata de venas o vetas primitivamente cortantes según opinión de G. Nekrasov (1983, com. pers.).

Granatitas.

Unos esquistos muy propios de El Algarrobo, raros de ver frescos en afloramientos pero si en pozos, son las granatitas. El Pozo PLG-1 (Figura 5) a la profundidad de 142 m, cortó granatitas compuestas por granate hasta 50% en una matriz con moscovita-cuarzo-glaucofana-esfena y carbonato.

Meteorización.

Los esquistos El Algarrobo en masa tienen un color gris hasta azul, pero la alteración de superficie los reduce a una masa rojiza, ocosa, con mucho granate suelto. Una característica que se puede apreciar mejor en los afloramientos alterados, es un sistema de grietas que se cortan bajo ángulos agudos y delimitan bloques de forma toscamente esférica.

Extensión regional.

En la Cúpula de Trinidad son numerosos los cuerpos de El Algarrobo en la parte septentrional, NW y SW, asociados siempre a la Formación Loma La Gloria y parcialmente a la Formación Cobrito en su Miembro La Horqueta (**de la Fm. Cobrito**). Entre la región entre Las Moscas hasta la zona del pequeño yacimiento Victoria, al E-NW de La Carlota los cuerpos de El Algarrobo son profusos y se extienden por cientos de metros y hasta más de 1 km. Hacia Loma de los Guapos y Pico Blanco, al norte de Jibacoa, se encuentran los cuerpos mayores, formando parte del Mélange Los Guapos. En la Cúpula de Sancti Spiritus son comunes en la parte septentrional, sur y oriental. Siempre asociados a las Formaciones Loma La Gloria y Cobrito y en la Zona 3 del metamorfismo (según Millán y Somin, 1981).

Relaciones espaciales. Espesor.

Por su extensión y potencia, los esquistos El Algarrobo se reflejan independientes en los mapas geológicos del Escambray por los equipos de cartógrafos en las décadas del 70 y 80. La mayoría con experiencia sobre estos esquistos tan peculiares, coinciden en su carácter estratiforme, su estrecha relación con las Formaciones Loma La Gloria y Cobrito y su exclusividad de aparición en la zona de más alto grado metamórfico en ambas cúpulas; destacándose la mitad oriental y Norte de la Cúpula de Trinidad y Norte de la Cúpula de Sancti Spiritus como los lugares de mayor propagación, (Millán y Somin 1978, 1981, 1985a; Suchanek, 1978, en Stanik *et al.*, 1981; Molak 1983, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986).

En la Formación Loma La Gloria, yacen la mayoría de los cuerpos. En la Formación Cobrito aparecen en su parte inferior que llegan a constituir delgadas intercalaciones toscamente rítmicas; más a menudo inmapeables y menos comunes y raras de observar, pero importantes por el espesor de los cuerpos mezclados existentes. Pero hay excepciones y, relaciones tectónicas muy complicadas también existen.

Millán y Somin (1985a) señalan contactos tectónicos de los esquistos El Algarrobo con la Formación La Chispa en la parte Noreste de la Cúpula de Trinidad, enfatizando que dichos contactos se producen por fallas claramente manifestadas que separan estas litologías en dos escamas tectónicamente independientes⁽¹¹⁾. Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez-Sánchez, *ibid.*) describe grandes cuerpos de los esquistos El Algarrobo en la Zona de La Belleza y en la Loma de Los Guapos, al Norte de Jibacoa; Cúpula de Trinidad.

¹¹ Por cierto, este hecho es una manifestación adicional, aunque indirecta, sobre la posible desvinculación primaria entre las Formaciones Loma La Gloria (portadora de los Esquistos Algarrobo) y la Formación La Chispa. (Nota del Autor).

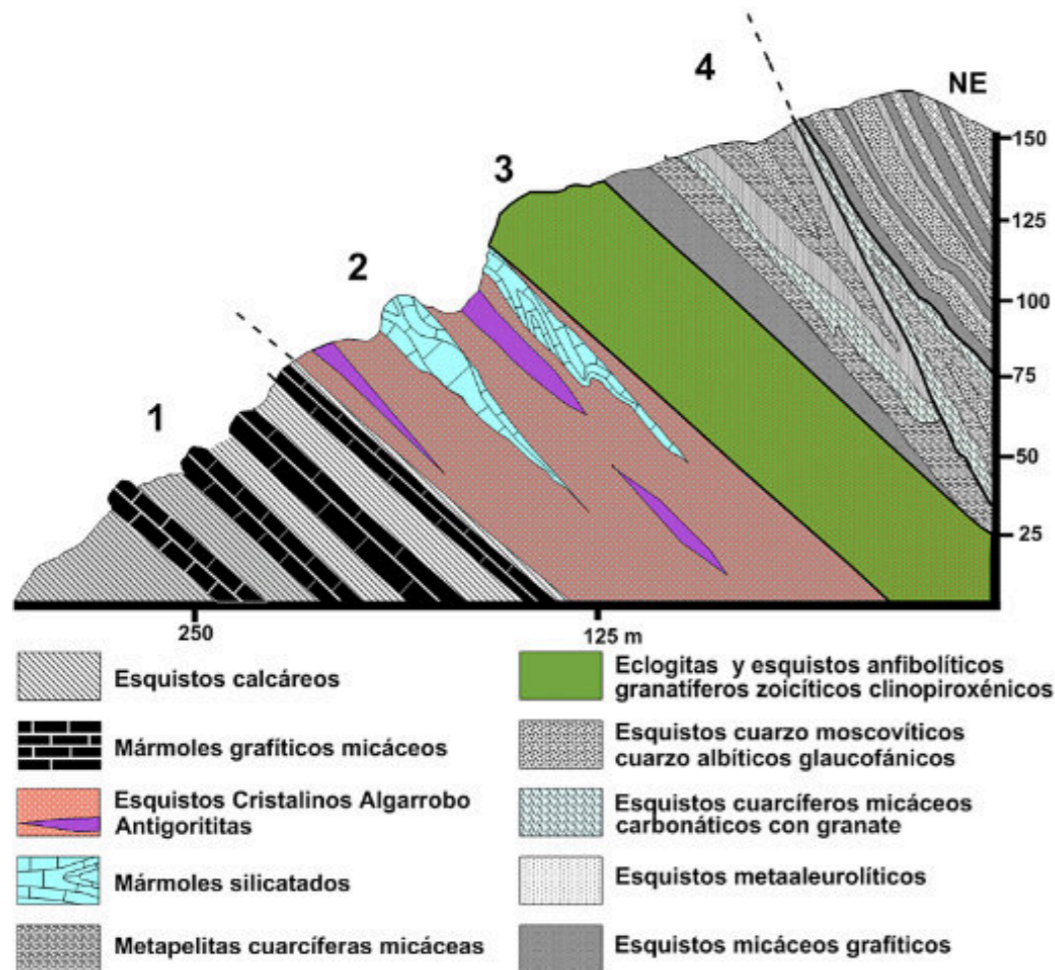


Figura.4. Sección esquemática que muestra la posición de los esquistos El Algarrobo en el sector de La Belleza, región Norte de la Cúpula de Trinidad. Coordenadas Lambert de referencia: Norte 242.390 y Este 613. 072. Hoja Manicaragua 4282 III. ICGC. 1-Formación Cobrito (Grupo San Juan). 2-Litodema Esquistos Cristalinos El Algarrobo. 3-Litodema Eclogitas La Belleza. 4-Formación Loma La Gloria (Grupo Metaterrígeno). (Gráfico del autor; 1986).

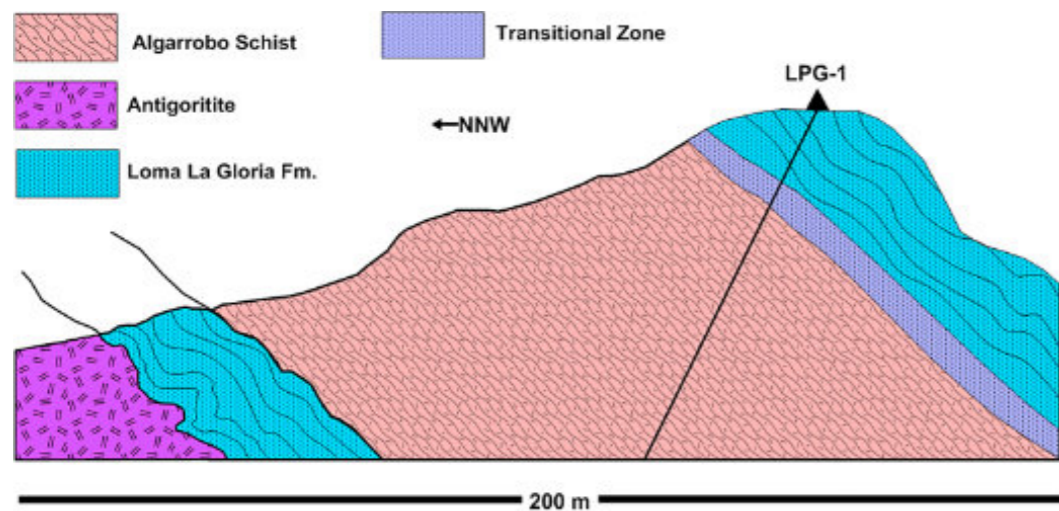


Figura. 5. Croquis parcial de la sección del Pozo PLG-1 para exploración de granate en la localidad de La Belleza, Norte de la Cúpula de Trinidad, que corta un intervalo potente de los esquistos de El Algarrobo, según B. Molak y L. Bernal. (Expedición Escambray II). (Gráfico del autor; 1986).

En esa localidad un cuerpo de los esquistos El Algarrobo yace concordantemente sobre un paquete de esquistos calcáreos de la Formación Cobrito y se cubre por un potente cuerpo de eclogitas muy frescas con la onfacita y los granates apenas alterados (Figura 4). Los esquistos calcáreos incluidos, carbonatizados intensamente forman un mármol silicatado, con una gran densidad de cristales de granate. En esta localidad los cuerpos de El Algarrobo llegan a alcanzar ejes largos hectométricos y potencias de varias decenas a más de 100 m, en un gran cuerpo de El Algarrobo orientado WNW extendido por cerca de 2 km. Este yace emparedado entre los esquistos metaterrígenos de la Formación Loma La Gloria, a su vez en contacto tectónico con cuerpos de mélangé de antigorritas (Figura 5).

Como la potencia de los cuerpos de El Algarrobo varía dentro de amplios límites, desde unos decímetros, unos metros, hasta decenas de metros, incluso hasta más de 100 m y constituyen cuerpos independientes; se puede constatar, que los cuerpos pequeños parecen mantener un control estratigráfico, mientras los cuerpos mayores generalmente yacen en contacto tectónico con las rocas espacialmente relacionadas. Esta última situación puede interpretarse como causada por las competencias de contraste durante el plegamiento dúctil e incluso durante la posterior acomodación en las etapas tectónicas póstumas.

Edad de los Esquistos El Algarrobo.

Una edad paleozoica o más vieja para las rocas del Escambray es una tesis que se ha sostenido, sin unos claros enunciados, desde época temprana (Hayes *et al.*, 1901; Lewis, 1932; Weyl, 1950; Rigassi-Studer, 1961; Hatten, 1967) y el retorno a esta idea no data de mucho tiempo, al parecer derivada de sus antecedentes; (Kumpera y Svork, 1969; Tijomirov *et al.*, 1988; Mossakovski, *et al.*, 1986). Los esquistos El Algarrobo, en época reciente fueron significativos en la defensa de esta suposición por su aspecto "antiguo" (Somin *et al.*, 1992). En la Expedición Escambray II, la cuestión se discutió con la participación de G. Nekrasov; G. Millán, M. L. Somin y H. Álvarez-Sánchez en 1983. Una edad paleozoica o más antigua era postulada por G. Nekrasov¹², quien sostenía que El Algarrobo formaba parte de afloramientos de un basamento antiguo bajo las unidades del Escambray.

Ya desde mucho antes (Millán, 1978; Millán y Somin, 1981, Millán y Somin, 1985 ab) se sostenía que la edad de El Algarrobo concuerda con la edad de la Formación Loma La Gloria (Jurásico Inferior-Oxfordiano Medio) dentro de cuyas secciones yacen los cuerpos mayores de estos esquistos y comentan (en 1985a) que El Algarrobo carece de indicios petrográficos y estructurales que soporten y que su completa concordancia con las asociaciones minerales metamórficas de los restantes complejos litológicos del Escambray, no apoyan la suposición de que son representantes de un basamento aflorado en la región. Estos datos son consistentes con las observaciones realizadas por otros autores (Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986).

Las únicas determinaciones de edad absoluta sobre muestras de El Algarrobo se encuentran en Millán y Somin (1995b) y Somin *et al.*, 1992. Esta es una situación extraña: La mayoría de las determinaciones de edad absoluta que se conocen del Macizo Escambray no se adscriben claramente a una formación estratigráfica específica con excepciones recientes (Rojas-Agramonte *et al.*, 2012). Una gran parte de las provenientes de Cuba central tampoco poseen una vinculación precisa con una formación definida (v. Meyerhoff *et al.*, 1969) y en concreto sobre el Escambray tampoco (v. también Iturralde-Vinent *et al.*, 1994; Tabla 4).

De acuerdo con Millán y Somin (1985b) unas dataciones K-Ar de mica blanca de rocas de El Algarrobo indicó entre 71 y 82 Ma (entre ellas GME-81-3; en Somin, *et al.*, 1992) Si los Esquistos Cristalinos de El Algarrobo son verdaderas intercalaciones estratigráficas dentro de las unidades metaterrígenas y en la parte inferior del Grupo San Juan (Formación Cobrito), es claro que esta datación no revela su edad original, sino un evento metamórfico cronológicamente tardío; probablemente el mismo que determinó la compleja

¹² Instituto de Geología de la Academia de Ciencias de la URSS. Nota del Autor.

composición mineral de estas rocas. Pero si estos esquistos fueron originados por algún proceso petrológico o algún evento tectónico, o una combinación de ambos (una metasomatosis *in situ* de ciertas rocas estratigráficamente preexistentes) el rango cronológico citado, nuevamente solo indica la fecha de dicho proceso⁽¹³⁾.

Origen metasomático de los Esquistos Cristalinos El Algarrobo.

La tesis del origen metasomático fue formulada primero por Millán y Somin (1978) y reiterada en trabajos posteriores (1981; 1985 ab). A este tesis se han adherido Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986); Molak y Bernal (en Dublan y Álvarez-Sánchez, *ibid.*), geólogos de la Expedición Escambray II.

El concepto se basa en la sustitución de esquistos metaterrígenos, fundamentalmente de la Formación Loma La Gloria. Este proceso de metasomatismo pudo destacarse por la intensa introducción de Na, con albitización en ocasiones completa de las rocas base y una superposición probablemente posterior de soluciones calcíticas; durante (o muy poco posterior) con el metamorfismo principal. De acuerdo con esta suposición, los esquistos metaterrígenos y parte de los esquistos calcáreos de la Formación Cobrito, fueron profundamente transformados bajo la actuación del metamorfismo de alta presión con el desarrollo de la paragénesis característica de la facies metamórfica y la transmutación adicional metasomática hasta borrar los restos de los protolitos.

Si las relaciones de transición entre estos esquistos El Algarrobo y los metaterrígenos (la Formación Loma La Gloria) son reales, es posible suponer que su origen pudo resultar de una combinación del metamorfismo con una metasomatosis profunda de rocas de esta Formación. Pero, esta posibilidad fue inicialmente rechazada por Millán y Somin (Millán y Somin, 1985a) sobre la base de que no se encontró zircón detrítico en las rocas de El Algarrobo. Stanik *et al.*, (1981) comentaron que el zircón pudo no ser un accesorio típico de la Formación Sopapo. La expedición Escambray II (Dublan y Álvarez-Sánchez, *et al.*, 1986) tampoco observó la presencia de zircón detrítico. Esta cuestión del zircón, tomado como prueba en contra, se limita a los metaterrígenos. Esquistos El Algarrobo, bien caracterizados ocurren entre esquistos calcáreos y mármoles gráfiticos de la Formación Cobrito: Luego, la tesis de la sustitución metasomática se extiende hacia la Formación Cobrito y esta unidad, pocas veces se menciona; contiene esquistos calcáreos con abundante material terrígeno y el Miembro La Horqueta (Millán y Álvarez-Sánchez, 1992) integrado por intercalaciones calcáreas y terrígenas representa una transición entre Loma La Gloria y Cobrito.

Basándose en el origen primario de los esquistos El Algarrobo, como derivados de un protolito sedimentario autóctono del corte del Escambray; Millán (comunic. escrita, 2012) indica que las primeras muestras, carentes de zircón detrítico, provenían de secciones calcáreas que pudieron ser de esa composición desde el principio. Más recientemente Millán (com. escrit., 2012) ha aclarado sobre esta cuestión del zircón⁽¹⁴⁾.

También cabe traer a colación una alternativa considerada tempranamente por Millán (1983, com. pers.) como posible; consistente en la suposición de que rocas de composición diferente, intercaladas en el interior de las secciones donde yacen los esquistos El Algarrobo, pudieron ser los candidatos apropiados de esta transformación; incluso pertenecientes a otras secciones rocosas del corte del Escambray. Así, al referirse al origen de los esquistos El Algarrobo Millán escribe: *“El metasomatismo de esta unidad debe haber jugado un papel en su formación, durante el metamorfismo progresivo. Los cuerpos calcáreos de Algarrobo (mármol silicatado) siempre se ven como cuerpos independientes y pudieron haber procedido de*

un protolito del Jurásico Superior o incluso de carbonatos del Cretácico Inferior. Lo que si está claro es que el protolito de Algarrobo nunca es un elemento ajeno y extraño a los cortes del Escambray y su edad debe ser Jurásico hasta Cretácico Inferior. Incluso, diferentes protolitos de distintas edades pueden haber formado estos esquistos cristalinos en diferentes sectores⁽¹⁵⁾. Dentro de los esquistos equivalentes a la Fm. San Cayetano (Fm. Loma la Gloria) de la unidad 3, se pueden destacar capas de estos esquistos, pero nunca verdaderos mármoles silicatados como los que afloran en la localidad tipo de Algarrobo”.

Estas observaciones, a mi juicio, sugieren, aunque no demuestran, los siguientes postulados:

1-Los Esquistos Cristalinos El Algarrobo, realmente pudieron ser el resultado de un proceso metasomático intenso que, a partir de rocas de composición petroquímica favorable, fueron transformados en las rocas poliminerale. Sin que hasta ahora existan pruebas de tal proceso, ni tampoco suficientes pruebas que lo descarten.

2-El hecho de que los esquistos El Algarrobo sean exclusivos de las unidades tectónicas de más alto grado metamórfico y que ni siquiera se encuentran equivalentes menos metamorfizados en las unidades de metamorfismo algo más moderado, puede significar como hecho, que tales rocas mantienen una relación más o menos directa con el metamorfismo-metasomatosis. Incluso es reconocido en el Escambray la presencia de metasomatosis sódica, carbonática y probablemente algunos procesos metasomáticos aún no conocidos.

Discusión.

¿Cuál proceso puede originar rocas poliminerale, caracterizadas por condiciones metamórficas específicas de T-P, con un complejo amplio de minerales coexistentes, que no muestran indicios de un protolito original y que se presentan, lo mismo, en términos de cuerpos decamétricos o como delgadas intercalaciones decimétricas, por lo menos en dos específicos niveles estratigráficos y en una unidad desmembrada tectono-estratigráfica (mélange), sin cambios sustanciales en su composición mineral propia, identificable de lugar a lugar?

Resulta difícil pensar en un proceso metasomático tan regular, causante de tal transformación hacia unas rocas tan específicas, con una asociación mineral prácticamente constante, distribuidas en áreas extensas de un dominio geológico y que este proceso arroje los mismos resultados cuando ocurre indistintamente en cortes geológicos de composición contrastante. Se conoce que los esquistos El Algarrobo transitan hacia mármoles silicatados sin perder completamente sus especificaciones minerales y que, otras secciones más características poseen, en cambio, una matriz no calcárea.

Subsisten numerosas dudas: Las relaciones de transición numerosas y de composición mineral compleja y muy variable, principalmente observadas en la Formación Loma La Gloria, producen rocas cuya pertenencia a los esquistos El Algarrobo ¿depende de la opinión del observador? En este caso, los límites de El Algarrobo ¿pueden resultar puramente convencionales⁽¹⁶⁾? ¿Donde es posible situar entonces los límites de tal proceso de alteración? ¿Donde las rocas originales poseían una composición apropiada para ser convertidas en verdaderos esquistos El Algarrobo, sin relictos de una composición anterior y donde no? ¿Cuales fueron los parámetros físico-químicos de las soluciones activas?

¹³ Los datos de dataciones isotópicas son escasos: además las dataciones K-Ar reflejan ante todo el tiempo de enfriamiento de las rocas y no la edad de su metamorfismo (Millán y Somin, 1985b).

¹⁴ Creo que el origen de los esquistos Algarrobo es también sedimentario y forma parte del corte primero del Escambray. La ausencia de zircón creo que se debe a que las rocas que se tomaron para sus análisis son aquellas que tienen composición calcárea y forman cuerpos independientes, los cuales quizás fueron carbonato primario, amén del metamorfismo que para mí se encuentra muy relacionado con este metamorfismo de mayor grado. Se puede decir que los metaterrígenos Loma la Gloria pueden transicionar a los esquistos Algarrobo no calcáreos por el enriquecimiento de granate, glaucófana, onfacita y zoisita. De esto no tengo dudas. Millán (com. escrit., 2012).

¹⁵ El subrayado es mío. Nota del Autor.

¹⁶ Según mi criterio, las intercalaciones metasomáticas entre diferentes elementos rocosos son visibles en esta unidad metamórfica, tal es así en los límites entre algunos cuerpos de eclogitas que se encuentran dentro de los metaterrígenos y parecen contaminar a los últimos, formando una aureola enriquecida en granate, onfacita y glaucófana, mucho más que lo normal. (Millán, 2012; com. escrita).

Origen de El Algarrobo como sedimento primigenio.

Esta hipótesis se debe a García-Casco de la Universidad de Granada (com. escrita, 2013). Expongo y, a continuación discuto, esta interesante interpretación, solo en lo concerniente al concepto genético, ya que la idea del autor se extiende hacia las cuestiones amplias de la geotectónica del Escambray; materias que son tratadas en otra parte de la presente obra.

García-Casco parte por rechazar de plano el origen metasomático de los esquistos El Algarrobo y los interpreta como metasedimentos derivados de un protolito del fondo oceánico (de fondos abisales; = 0 > 4,000 m) o del margen continental muy distal (talud). Estas condiciones de formación establecerían una diferencia litológica desde el principio, con el resto de los depósitos de dicho margen continental a causa de las características del zócalo de su depocentro, formado por la corteza oceánica limítrofe al margen continental con su composición petrológica característica (formada desde ese entonces por ultramáficos, MORB y otros).

El complejo rocoso "Escambray", entraría en una zona de subducción aproximadamente en el Cretácico tardío (dataciones de 70±5 Ma, según García-Casco). Durante la subducción los "sedimentos El Algarrobo" y su zócalo oceánico y, a continuación, las unidades consecutivamente situadas en depocentros de menor profundidad (terrígenos; calcáreos pre-Cobrito, y otros) serían enterradas a profundidades crecientes.

Eclogitas derivadas de MORB y esquistos ultramáficos (antigoritas) resultarían del enterramiento a unos 70 km de profundidad y los "sedimentos El Algarrobo", seguidos de las unidades con rasgos más propios del margen continental llegarían a profundidades similares o algo menores con los consiguientes resultados metamórficos. En este ambiente de subducción-prisma de acreción se produciría la mezcla por la tectónica de mutuos desplazamiento, plegamientos y deformaciones intensas bajo las condiciones confinantes, *"tanto durante el viaje de ida (subducción) como de vuelta (exhumación)"*. En las palabras del autor: *"considero que Algarrobo+eclogitas+metaultramafitas puede ser descrito, al menos en parte, como un mélange tectónico de alta presión (formado a ca. 70 km de profundidad) fuertemente transpuesto por varias fases de deformación dúctil durante la subducción y la exhumación"*.

Discusión.

El origen sedimentario primario del protolito de El Algarrobo se ha sostenido invariablemente desde las tempranas menciones de estas rocas (Millán y Somin, 1978; en parte Suchanek 1978, en Stanik *et al.*, 1981; Millán y Somin, 1981, 1985 ab; Molak y Bernal, 1983 y Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986).

Como elemento que se considera formó parte de los protolitos de las Formaciones Loma La Gloria y Cobrito, fue precisado por Millán y Somin (1985a) y Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez-Sánchez, *ibid.*). Todos los autores citados, sin excepción, han explicado el metamorfismo de El Algarrobo (y sus secciones rocosas anfitrionas) y de cualquiera otra unidad estratigráfica del Escambray como resultado de su inmersión en una zona de subducción "Escambray".

También, Álvarez-Sánchez (en Dublan y Álvarez-Sánchez, *ibid.*), fueron los primeros que describieron grandes enclaves de los esquistos El Algarrobo, (eclogitas y muchos fragmentos de diversos esquistos cristalinos) emplazados en una matriz de antigorita, en un mélange tectónico de alta presión (Mélange Los Guapos) al Norte de la Cúpula de Trinidad.

Aunque comentado de forma general a causa de que la Expedición Escambray I no cartografió en detalle la parte Norte de la Cúpula de Trinidad; Stanik *et al.*, (1981) desde esa época, escribió: *"...las rocas de la unidad Algarrobo forman parte de un manto de cabalgamiento con un grado elevado de metamorfismo y las rocas extrañas constituyen parte del mélange; pag 78"*. Y, al referirse a las rocas extrañas: *"La mayoría*

de estas rocas (apoeclogitas, eclogitas, glaucofanitas, piroxenitas, zoisititas, granatitas) se encuentran en la zona del metamorfismo elevado, frecuentemente junto con la unidad litológica Algarrobo; pag. 85".

Visto lo anterior y en relación con lo que se trata, ¿cuales son las diferencias en la interpretación de García-Casco y cuales las posibles objeciones a su modelo?

Las conclusiones del autor citado parecen coherentes con la descripción presentada en el punto dos del epígrafe: *Resumen de algunos problemas basados en hechos conocidos*: que sintetiza cuestiones que de por sí, ni se pueden probar ni rechazar. El Mélange Los Guapos es de alta presión típico y sin duda originado en una zona de subducción. No hay objeciones a esto. Pero la presencia real en esta mezcla de los esquistos El Algarrobo sigue en dependencia de la respuesta a las preguntas: ¿"esquistos El Algarrobo", o "esquistos de tipo Algarrobo"? Ningún estudio petrológico detallado existe sobre El Algarrobo, que supere la descripción de secciones delgadas y algunas determinaciones de microsonda de minerales.

Un sedimento específico "Pre-Algarrobo", formado en la Zona Abisal (o batial), cuyas propiedades inherentes lo destinarían a responder al metamorfismo de una forma tan distintiva; no tendrían que ser encontrados dentro de la Formación Cobrito cuya litofacies es inapropiada bajo las condiciones supuestas y mucho menos en la Formación Loma La Gloria, en gran parte equivalente a la Formación San Cayetano de Cuba occidental y que pertenece a un ambiente de la plataforma continental.

Es así que la tesis de García-Casco retoma varios conceptos ya expresados en el pasado, pero resumida con una prosa más directa y breve, por otra parte aplicable estrictamente al origen del mélange con rocas cristalinas. La idea puede funcionar como interpretación básica, precisamente si las rocas "Algarrobo" fueran exclusivas del mélange. Pero no lo son.

En el Mélange Los Guapos, conviven otras unidades del corte del Escambray, incluso secciones homogéneas de las Formaciones Cobrito-Loma La Gloria, que pueden extenderse por cientos de metros y que son cartografiables a escalas medias; amén de numerosos cuerpos masivos de mármoles, metasilicitas y otros, asimilables con dificultad a otras formaciones del corte estratigráfico Cretácico por su estado, pero muy comparables a ellas.

Aunque en el actual desarrollo de esta obra es improcedente abordar la descripción del problema de los mélanges del Escambray, que es materia de otra sección; no hay objeción a considerar el Mélange Los Guapos como originado en una zona de subducción y quizá también como posible parte de un prisma de acreción.

Como parte de su interpretación del origen de los esquistos El Algarrobo; García-Casco sugiere incluir dentro del concepto Litodema Esquistos Cristalinos El Algarrobo, a los restantes complejos rocosos (eclogitas MORB, metaultramáficos, esquistos glaucofánicos y otros muchos tipos de esquistos cristalinos, interpretados por García-Casco como "corteza oceánica subducida" (García-Casco, com. escrit., 2013).

El mélange marca fronteras entre unidades de diferente naturaleza metamórfica y/o estratigráfica y se integra por (para simplificar) bloques coherentes de los elementos litológicos limítrofes durante la subducción, que flotan en una matriz. Si este concepto es aceptable; por el momento sin entrar en una discusión, queda claro que este mélange pertenece a la clase de "mélange tectónico¹⁷".

El mélange no es una unidad estratigráfica y, por tanto, no es un litodema. Los esquistos Algarrobo son una unidad independiente que interviene en el mélange, como muchas otras, a pesar de que continuamos sin conocer su origen primario.

Origen de El Algarrobo a partir de rocas vulcanógenas autóctonas.

Los antecedentes de esta hipótesis datan de las primeras suposiciones alternativas, sobre el origen de El Algarrobo y hasta ahora no se han sometido a discusión.

¹⁷ Type 4 – mélanges related to subduction; 4b – broken formation and tectonic mélanges (Festa *et al.* 2010)

Suchanek (1978), fue uno de los primeros geólogos que estudió el llamado "problema de Algarrobo" (en Stanik *et al.*, 1981). Este autor de la Expedición Escambray I, además de suponer estos esquistos cristalinos como derivados de la Formación Sopapo, también manifestó que existían indicios que permitían compararlos con la Formación Yaguanabo, metavulcanógena, del Cretácico Inferior, basándose en el carácter básico de ambas unidades. Millán (1983, com. pers.) de modo independiente consideró también la posibilidad de protolitos locales situados en diferentes niveles estratigráficos; incluso del Jurásico Superior o de carbonatos del Cretácico Inferior. La pregunta que debe ser formulada en estas consideraciones es la siguiente: ¿Hay una posibilidad geológicamente significativa y creíble de que los esquistos Algarrobo son, por ejemplo, los esquistos verdes Felicidad sometidos a un complejo proceso de metamorfismo y metasomatosis?

- La mayoría de los cuerpos de esquistos El Algarrobo yacen en la Formación Loma La Gloria y los Esquistos Verdes Felicidad en la Formación La Chispa. Ambas formaciones son muy análogas en su composición litológica principal. Tienen la misma edad. Ocupan la misma posición en la columna estratigráfica del macizo. Ambas contactan con la Formación Cobrito, que constituye su techo estratigráfico en la situación más conocida en el Escambray. Esta última unidad también contiene esquistos de El Algarrobo, pero también contiene esquistos verdes apovulcanógenos comparables a Felicidad.
- Ambos conjuntos de esquistos, El Algarrobo y Felicidad, poseen transiciones litológicas bien establecidas y regularmente observadas con las rocas que soportan sus cuerpos, de modo que se producen litologías mixtas o mezclas (Millán y Somin, 1981, 1985 ab; Suchanek en Stanik *et al.* 1981, Álvarez-Sánchez, en Dublan y Álvarez-Sánchez *et al.*, 1986). Sin embargo, no se conservan evidencias del protolito de Algarrobo. Los esquistos Felicidad, al contrario, contienen evidencias claras de su roca madre que permiten suponerles una edad coincidente con las rocas de sustento. Pero no sabemos la edad de los esquistos El Algarrobo. Alguna evidencia se tiene de la posible edad del proceso formador (v. Somin *et al.*, 1992, pero estas evidencias no coinciden con la edad de la roca base.
- Los esquistos Felicidad presentan, como minerales comunes albita, actinolita, epidotas, cloritas, clinozoisita, lawsonita, grafito, esfena, fengita, granate y hacia la zona próxima al borde de la Zona 3 ya se encuentran en ellos glaucofana, jadeita y horblenda.
- Los esquistos El Algarrobo; albita, granate, paragonita-fengita, glaucofana; anfíbol actinolítico, epidotas y cloritas; lawsonita, zoisita, clinozoisita, clinopiroxeno, horblenda y grafito.
- La albita forma en ambos conjuntos litológicos un componente mineral en elevados por cientos que testimonia una alteración inducida por la introducción de Na generalizada al Escambray.
- Las dos asociaciones son de alta presión.
- Mientras en los esquistos Felicidad se pueden reconocer aceptablemente los protolitos de tobas, lavas máficas e incluso posibles derivados de diabasas y gabros, con intervalos de siliclásticos, rocas calcáreas con materia orgánica y silicitas; El Algarrobo muestra el más alto grado de transformación metamórfica en esta región hasta el punto de que su protolito se desconoce.
- No obstante los productos metamórficos de Felicidad, integrados por los esquistos con una composición bastante compleja, los mármoles y una serie de esquistos de mezcla de material terrígeno y máfico, se pueden comparar sin gran esfuerzo, con El Algarrobo, aceptando sin más la acción de un más alto grado metamórfico y probablemente la acción de soluciones.

Luego, vistos lo anterior y contando con las deficiencias en el conocimiento actual; la diferencia más esencial que se puede señalar entre los dos conjuntos litológicos resulta ser el grado metamórfico; no las rocas madres. No tengo duda de que estas rocas parecen formar una cierta dualidad. ¿No es esto sugerente

y sospechoso? Creo que suficiente para incorporar a los esquemas supuestos del posible origen de estos enigmáticos esquistos El Algarrobo esta posibilidad como alternativa para la investigación (Tabla I).

Un estudio detallado de la petrología, con énfasis en la petroquímica (HFSE) y otros estudios detallados, acompañados de una nueva cartografía realizada con pericia profesional, pueden rechazar esta hipótesis o llevarla a una confirmación que podría resolver uno de los muchos problemas geológicos en el Escambray. Lo cierto es que el esquema presentado carece precisamente de los datos arriba indicados. Las analogías comentadas son solo eso y no prueban lo que se supone, aunque los puntos de comparación dan que pensar.

El problema básico que desde mi punto de vista sustenta mejor lo supuesto, no es la realidad de las analogías entre ambas unidades, que no se puede simplemente rechazar. Más bien dependen de una alternativa de interpretación que considero muy inquietante sobre la estratigrafía del Escambray. Después de un análisis muy reposado y cuidadoso que he realizado durante muchos meses sobre la base de datos a mi disposición y mi personal experiencia como geólogo del Escambray, pienso que las unidades metaterrígenas son esencialmente, la misma unidad litoestratigráfica y más allá, la misma entidad material. Solo diferenciadas por su situación en zonas de diversa intensidad de grado metamórfico. Si estos supuestos llegan a ser demostrados algún día, pienso que el íntimo parentesco entre Los Esquistos Verdes Felicidad y Los Esquistos Cristalinos El Algarrobo pueden llegar a convertirse en una identidad.

Tabla. I. Características comparativas entre los Esquistos Cristalinos El Algarrobo y los esquistos Felicidad.

Unidades / Características	Esquistos Verdes Felicidad	Esquistos Cristalinos El Algarrobo
Modo de yacencia	Intercalaciones estratigráficas	Intercalaciones estratigráficas
Forma de los cuerpos	Tabular	Tabular
Tipos de contactos	Transicionales	Transicionales
Asociación estratigráfica	Fm. La Chispa	Fms. Loma La Gloria y Cobrito
Grado metamórfico	Esquistos verdes	Facies eclogítica
Intercalaciones	Mármoles, diversos esquistos cristalinos y metaterrígenos.	Mármoles, esquistos metaterrígenos, metasilicitas.
Protolitos	Se desconoce.	Vulcanitas básicas.
Techos estratigráficos	Fm. Cobrito.	Formaciones Cobrito y Narciso.
Edad	Se desconoce	Jurásico hasta Oxfordiano.
Hipótesis sobre el origen	Metasomatismo. Sedimentos abisales, otros.	Vulcanismo fisural probable riftogénico.

Referencias.

- Álvarez-Sánchez, H., 2015, Litoestratigrafía del Macizo metamórfico Escambray. Tomo Uno. En Academia edu. 161 pp; 67 figs.; 3 tpls.; 4 Láminas.
- Coleman, R. G., Wang, X., (Editors), 1995, Ultrahigh Pressure Metamorphism. Cambridge University Press.
- Deer, W. A., Andrew H. R., Zussman., J., 1997, Rock Forming minerals. Double chain silicates. Volumen 2B. Second Edition. The Geol. Soc. of London.
- Dublan, L., Álvarez-Sánchez, H. (Editores), 1986, Dublan, L., Álvarez-Sánchez H.; Mlcoch, B.; Mañour, J.; Lledíaz, P.; Molak, B., Vázquez, C.; Snopkova, P.; De los Santos, E.; Soucek, J.; Pérez, M.; Mihailova, A.; Bernal, I.; Zoubek, J.; Ordoñez, M.; Soucek, J.; Morousek, J.; Svetska, J.; Marshall, W.; Pérez-Conde, R.; González, E.; Rodríguez, R.; Informe Final del levantamiento geológico y evaluación de los minerales útiles en escala 1:50,000 del Polígono CAME-I, Zona Centro. Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. 1,402 Págs. 250 mapas. (Inédito).

- Festa, A., Pini, G. A., Dilek, Y., Codegone, G., 2010, Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts. *International Geology Review*. Vol. 52, Nos. 10–12, pp 1040–1105.
- Franco-Álvarez, G. L. (Editor), et al., 1992, Léxico Estratigráfico de Cuba. *Centro de Nacional de Información Geológica, La Habana, 658 p. (Primera versión). (Inédito).*
- Hatten, Ch., W., 1967, Principal features of Cuban geology. Discussion. *The A.A.P.G., Bull. Vol. 51. No. 5, pp. 780-803.*
- Hayes, C.W., Vaughan, T.W., y Spencer, A.C., 1901, Report on a geological reconnaissance of Cuba. *Gov. Print. Off., Washington D.C., 1-123. (Traducido por Pablo Ortega Ros y publicado en el Boletín de Minas 2 de la Secretaría de Agricultura, en 1917.).*
- Iturralde-Vinent, M. A., 1994, Geología de las ofiolitas de Cuba. En M. A. Iturralde-Vinent, editor. *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba. IUGS/UNESCO. Project 364. Special Contribution Nº.1.*
- Kumpera, O., y Skvor, V., 1969, Contribution to the information on the geological development and structure of Cuba and the Caribbean region. *Vestnik Oostnedniho ustavu geologickeho, XLIV, pág. 39-51.*
- Lewis, J. W., 1932, Geology of Cuba (with discussion by R. J. Metcalf). *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 16:533-555.
- Millán, G., 1978, Tectónica y metamorfismo de las secuencias mesozoicas de las montañas del Escambray, Cuba. *Tesis del Instituto de Física de la Tierra. Moscú. 134 pp. (en ruso).*
- Millán, G., y Somin, M. L., 1981, Litología, estratigrafía, tectónica y metamorfismo del macizo de Escambray. *Editorial Academia. La Habana. 104 páginas.*
- Millán, G. y Somin, M. L. 1985a. Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial. *Reporte de Investigación Nº 2. IGP. Academia de Ciencias de Cuba. 74 Pág.*
- Millán, G. y Somin, M. L., 1985 b, Condiciones geológicas de la constitución de la capa granito-metamórfica de la corteza terrestre de Cuba. *Pub. Esp. Inst. de Geol. y Paleont. La Habana. 83 p.*
- Millán G. y Álvarez Sánchez, 1992, Geología del sector de La Sierrita. Macizo Metamórfico Escambray. *IGP La Habana y Empresa de Geología de Santa Clara. Cuba (Informe inédito).*
- Mossakovski, A., Nekrasov, G., Sokolov, S., 1986, Los complejos metamórficos y el problema del fundamento de la estructura alpina de Cuba. *Geotectonics 3; 5-24. (ruso traducido al inglés).*
- Palmer, R. H., 1945, Outline of the geology of Cuba. *The Journ. of Geology. Vol. 53. No. 1, pp. 1-34.*
- Rigassi-Studer, D., 1961, Quelques vues nouvelles sur la géologie cubaine. *Extrait de la Revue Chronique des Mines et de la Recherche Minière. No.302, page 3-7.*
- Reynard, B., Balleve, M., 1988, Coexisting amphiboles in an eclogites from the Western Alps: new constraints on the miscibility gap between sodic and calcic amphiboles. *Journal Met. Geol.*, 6, 333-50.
- Rojas-Agramonte, Y; García-Casco, A.; Kröner, A.; Herwartz, D.; Despaigne, A. I.; Wilde, S.; 2012, New geochronological ages (U-Pb/Lu-Hf) from high-pressure rocks of the Escambray terrane and Santa Clara serpentinite mélange, central Cuba. Regional correlations and geodynamic implications. *Geophysical Research Abstracts. Vol. 14, EGU2012-14375-1, 2012. EGU General Assembly 2012.*
- Somin, M. L., Arakelians, M. M., Kolesnikov, E. M., 1992, Age and tectonic significance of high-pressure metamorphic rocks of Cuba. *International Geology Review, 34, No. 2, pp. 105-118.*
- Stanik, E., Ching, R., Chaloupsky, J., Suchanek, J., Sehovanik, P., Valecka, J., Koverdysnsky, B., Mlcoch, B., Zoubek, J., Vazquez, C., Mañour, J., Vyjidak, B., Holak, J., Prochazka, J., Eisenreich, M., 1981, Informe del levantamiento geológico, geoquímico y trabajos geofísicos, realizados en la parte Sur de Cuba Central, en las Provincias Cienfuegos, Sancti Spiritus y Villa Clara. *Centro Nacional del Fondo Geológico. La Habana. Cuba. 555 pags. (Inédito).*
- Tikhomirov I. N., de Los Santos' E., Vtulochkin' A. L., Brito' A., Dovbnya' A. V, Linares' E., Markovskiy' B. A., Trofimov' V. A., & Furrázola' G., 1988, Recent finding on the geology of Cuba. *Sovetskaya geologiya, No. 1, pp. 58-66 (en ruso).*
- Thiadens, A. A., 1937, Geology of the southern part of the province Santa Clara (Las Villas) Cuba. *Geog. Geol. Mededeelingen, Phys. Geol. Reeks, Nº 12, Min. geol. Inst. Rijksuniv; pp.1-69. Utrecht.*
- Weyl, R., 1950, Die geologische Geschichte des Antillen-Bogens unter besonderer Berücksichtigung der Cordillera Central von Santo Domingo, *N. Jahrb. Geol. Pal. Abh. pp. 137-242. 13 figs. 7 tbls.*



El ingeniero cubano **Humberto Álvarez Sánchez** culmina 54 años como geólogo. Realizó estudios en la Cordillera de Guaniguanico y en su premontaña y en los macizos metamórficos, volcánicos y ofiolíticos de Cuba central. Autor de 18 formaciones y litodemas de la estratigrafía cubana. Descubridor del único depósito industrial de fosforitas marinas de Cuba. Miembro de la subcomisión Jurásico del primer Léxico Estratigráfico de Cuba. Como Country Manager y Senior Geologist de compañías canadienses, panameñas y de Estados Unidos, dirigió exploraciones en complejos del Paleozoico-Mesozoico en tres Estados de

Brasil, en los greenstone belts de Uruguay; Andes de Perú y complejos volcánicos de Honduras y Panamá y otros países. Miembro de la Comisión Ministerial "Ad Honorem" del Plan Maestro de Minería de Panamá, fue Consultor Senior del Banco Interamericano de Desarrollo para el proyecto geocientífico del país. Formely Miembro del Consejo Científico de Geology Without Limits. Formerly Representante para América Central del Servicio Geológico de la Gran Bretaña. Retirado en Panamá, se ocupa de redactar estudios sobre la geología de Cuba.

geodoxo@gmail.com

COMO PARTE DE LAS ACTIVIDADES DE DIFUSIÓN DE NUESTRA REVISTA DE GEOCIENCIAS, TENEMOS UNA RELACIÓN DE BUENA FE Y AMISTAD CON LAS ESCUELAS, SOCIEDADES Y ASOCIACIONES GEOLÓGICAS EN OTROS PAÍSES DEL MUNDO.

Universidad Tecnológica de la Habana, CUJAE - <https://cujae.edu.cu/>

Escuela de Geofísica: <https://t.me/ConoceGeofisicaCujae.edu.cu/>

Asociación de Geólogos y Geofísicos
Españoles del Petróleo

<https://aggep.org/>



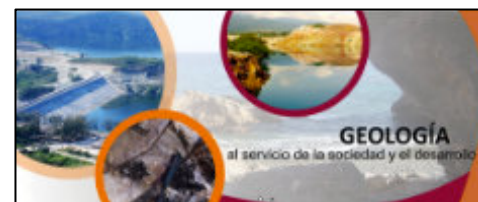
Sociedad Geológica de España

<https://sociedadgeologica.org/>



Sociedad Cubana de Geología

<http://www.scg.cu/>



Sociedad Dominicana de
Geología

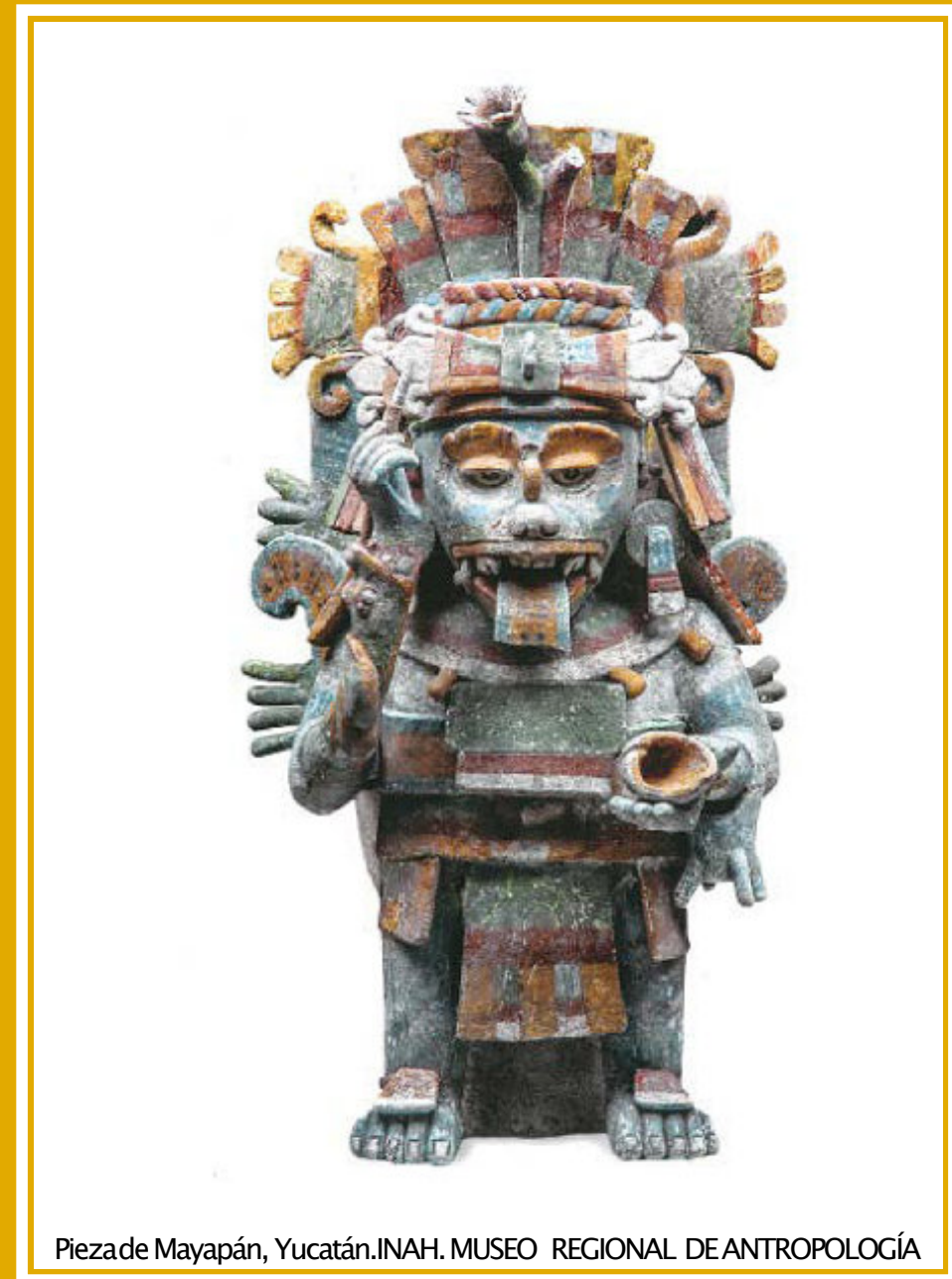
<http://sodogeo.org/>



<http://cbth.uh.edu/>

Universidad Tecnológica
del Cibao Oriental,
República Dominicana

<https://uteco.edu.do/>



Piezade Mayapán, Yucatán. INAH. MUSEO REGIONAL DE ANTROPOLOGÍA