

UNAM
POSGRADO
Ciencias de la Tierra



INSTITUTO DE GEOLOGÍA

**PALEOKARST EN ROCAS
CRETÁICAS DE LA PLATAFORMA
DE ACTOPAN, HGO.**

TESIS

**Que para obtener el grado de
DOCTOR EN CIENCIAS (GEOLOGÍA)
Presenta**

Baldomero Everardo Carrasco Velázquez

2005

m 345311



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

RECONOCIMIENTOS

Gracias a la Universidad Nacional Autónoma de México ha sido posible mi desarrollo profesional y conocimientos, desde los estudios de licenciatura (Facultad de Ingeniería) con una preparación sólida para los estudios de maestría (Universidad de Texas en Austin), y ahora en esta etapa profesional en el Doctorado en Ciencias de la Tierra (Instituto de Geología).

Otras dos instituciones que me permitieron consolidar mi carrera profesional durante 38 años fueron Petróleos Mexicanos y el Instituto Mexicano del Petróleo.

Sin duda el apoyo moral, físico y económico son definitivos en la mentalidad y superación de un individuo, mi cariño y gratitud a mi esposa Alicia, quién desde la licenciatura, maestría y ahora en el doctorado, siempre me ha apoyado en el hogar, en el gabinete y en el campo con su amor, paciencia, tenacidad y carácter. A mis hijos Baldomero Gerardo, Everardo y Omar, así como a sus familias por ofrecerme su ayuda y 'exigirme buenas calificaciones' y resultados, como Alicia y yo se los pedimos en su tiempo.

El desarrollo y elaboración de una tesis de doctorado es un aprendizaje y una experiencia que se nutre de los conocimientos y sugerencias de muchos investigadores, mi gratitud, por su tiempo y paciencia a los siguientes investigadores (en orden alfabético): Dr. J. Eduardo Aguayo C., Dra. Gloria Alencaster Y., Dr. J. Pablo Bernal U., Dr. J. Oscar Campos E., Dr. Miguel Carrillo M., Dr. Esteban Cedillo P., Dra. Elena Centeno G., Dr. Gustavo Murillo M. y la Dra. Birgit Steinich.

Agradezco a mis siguientes compañeros y colegas del Instituto de Geología por su trabajo y orientación: Gloria Alencaster Y., Pedro Morales P., Edith Cienfuegos A., Rufino Lozano S., Sonia Ángeles, Paty Girón, M. Del Consuelo Macías R., Elena Lounejeva B., Dante Morán Z., Rafael Huízar A. y Víctor Malpica C.; quiero agradecer a Magdalena Alcayde O. por su crítica, tiempo y dedicación para mejorar esta tesis. En el Instituto de Geofísica a Rosa Ma. Prol L. y Juan Carlos Cruz O.

El trabajo, ayuda, información y opiniones de mis compañeros de muchos años en el Instituto Mexicano del Petróleo: Esteban Cedillo P. Gustavo Murillo M., Felipe Ortuño A., Ricardo Martínez I., Guillermo Aguilar P. y Federico Tamayo D. han sido muy valiosos.

Los compañeros de la Facultad de Ingeniería a través de sus funcionarios, profesores y alumnos, también dieron apoyo y trabajo para esta tesis: Rolando de la Llata, Alfredo Victoria M., Mayumi Cabrera R., Igor Hernández M., Alberto Arias, Emiliano Campos M., y los 20 alumnos de tres semestres de la asignatura de petrología sedimentaria.

Expreso mi agradecimiento al personal directivo y administrativo del Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra: Dr. J. Óscar Campos E., Dr. Gustavo Tolson J., Dra. Blanca Mendoza O., Dra. Lucia Capra P., Sra. Gloria Alba B., Sra. María Luisa Reyes O y Sra. Araceli Chaman.

Mis amigos y colegas especialistas en paleokarsts y geoquímica influyeron en forma definitiva con sus experiencias y críticas en la construcción de este proyecto: Dr. James L Wilson (emérito de la American Association of Petroleum Geologists y profesor retirado de la Universidad de Rice), Dr. Robert G. Loucks (profesor e investigador del Bureau of Economic Geology, the University of Texas at Austin) y del Dr. Eugene Perry (profesor e investigador de la Universidad de Northern Illinois). También fueron constructivas las opiniones de los Dres. Maurice E. Tucker (Universidad of Durham) y Wolfgang Schlager (Free University, Ámsterdam).

**“PALEOKARST EN ROCAS CRETÁICAS DE LA
PLATAFORMA DE ACTOPAN, HGO.
CONTENIDO**

	Página
RESUMEN	1
CAPÍTULO I	2
1. INTRODUCCIÓN	2
1.1 Planteamiento del problema	2
1.2 Antecedentes	3
1.3 Origen de los “paleokarsts”	7
1.4 Definición del problema	9
1.5 Hipótesis de trabajo	9
1.6 Propósito y objetivo	10
1.7 Área de estudio	11
1.8 Metodología	13
1.8.1 Gabinete y campo	13
1.8.2 Estudios de laboratorio	15
CAPÍTULO II	17
2. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	17
2.1 Paleogeografía	17
2.2 Estratigrafía	19
2.3 Tectónica	22
CAPÍTULO III	23
3. ESTUDIO DEL PALEOKARST DE DENGANDHO Y SU CORRELACIÓN CON OTROS PALEOKARSTS REGIONALES	23
3.1 Estudios de campo y muestreo de rocas	23
3.2 Identificación del paleokarst en Dengandho	27
3.3 Reconstrucción de la sección transversal del paleokarst	42
3.4 Correlación con otros paleokarsts en la provincia geológica del Golfo de México	44
CAPÍTULO IV	46
4. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS BRECHAS Y SEDIMENTOS DEL PALEOKARST	46
4.1 Composición de los litoclastos	46
4.2 Estructuras sedimentarias de relleno del paleokarst	48
4.3 Fábricas diagenéticas	51
4.3.1 Tamaño y redondez de los litoclastos	51
4.3.2 Diagénesis meteórica	56
4.3.2.1 Matriz y cementantes en la zona freática del paleokarst	56
4.3.2.2 Matriz y cementantes en la zona vadosa del paleokarst	58
4.3.2.3 Cementantes y catodoluminiscencia	60
4.4 Dolomitización	63
4.4.1 Dolomitización en las brechas paleokársticas	64
4.4.2 Dolomitización asociada con evaporitas	76

4.5 Caracterización geoquímica del paleoacuífero del paleokarst de Actopan	80
4.5.1 Estudios geoquímicos	81
4.5.2 Presentación de resultados	84
4.6 Fracturas	90
4.6.1 Fracturas por formación de un karst	90
4.6.2 Fracturas tectónicas	90
4.6.3 Distinción de fracturas paleokársticas y tectónicas	92
4.6.4 Fracturas tectónicas en Dengandho	92
4.6.5 Fracturas de colapso	94
CAPITULO V	96
5. EVENTOS GLOBALES Y CORRELACIÓN	96
5.1 Origen de karsts	96
5.1.1 Clima	97
5.1.2. Cambios en el nivel del mar y magnitud	98
5.2 Correlación con otros eventos paleokársticos	100
5.2.1 Eventos regionales	100
5.2.2 Eventos globales	101
CAPITULO VI	102
6. CONCLUSIONES	102
6.1 Estratigrafía y origen	102
BIBLIOGRAFÍA	105

ANEXO I. Fotográfico de petrografía en el paleoacuífero de Dengandho en 11 páginas

ANEXO II Fracturas tectónicas: 3 figuras y una tabla en color en 3 páginas

ANEXO III Análisis geoquímicos: 3 tablas en 3 páginas

ANEXO IV Correlación con otros paleokarsts, publicación (2003): “Paleokarst in the marginal Cretaceous rocks, Gulf of Mexico”, en 15 páginas

ANEXO V Caracterización geoquímica del paleoacuífero, publicación (2004): “Geoquímica de las rocas asociadas al paleokarst cretácico en la Plataforma de Actopan: evolución paleohidrológica”, en 15 páginas

ANEXO VI Glosario de terminología kárstica, en 11 páginas

LISTA DE FIGURAS Y TABLA	Página
Fig. 1. Localización del área de estudio en la República Mexicana	11
Fig. 2. Localización de las Plataformas de Valles-San Luis Potosí y la de Actopan	12
Fig. 3. Paleogeografía de la Plataforma de Actopan y localización de secciones estratigráficas	18
Fig. 4. Correlación estratigráfica de Dengandho-Boxaxni-Pozuelos	21
Fig. 5. Panorámica de la sección Boxaxni	24
Fig. 6. Vista parcial de la sección Pozuelos	24
Fig. 7. Muestras dolomitizadas de la sección Pozuelos	25
Fig. 8. Base del paleokarst y parte media de la sección Boxaxni	25
Fig. 9. Retícula topográfica a cada 10 m en la sección Dengandho	26
Fig. 10. Clasificación de las brechas y depósitos clásticos en un sistema paleokárstico, según Loucks (1999)	29
Fig. 11. Sección Dengandho ilustrando la posición estratigráfica relativa de las cuatro zonas del paleokarst	31
Fig. 12. Afloramientos cvk 7 y cvk 8	32
Fig. 13. Afloramientos cvk 9 y cvk 10	33
Fig. 14. Afloramientos cvk 11 y cvk 12	33
Fig. 15. Afloramientos cvk 13 y cvk 14	33
Fig. 16. Afloramientos cvk 15 y cvk 16	34
Fig. 17. Afloramientos cvk 17 y cvk 18	34
Fig. 18. Afloramientos cvk 19 y cvk 20	34
Fig. 19. Afloramiento cvk 21	35
Fig. 20. Afloramiento cvk 22	35
Fig. 21. Afloramiento cvk 23	36
Fig. 22. Wackestone de <i>Chondrodonta</i> sp., cota (-40, 150)	37
Fig. 23. Wackestone de caprínidos, cota (-50, 150)	38
Fig. 24. Restauración de una galería del paleokarst de Dengandho, con una forma de 'hongo invertido'	43
Fig. 25. Provincias sedimentarias del Cretácico 'medio' y Superior	45
Fig. 26. Afloramiento cvk 12 (-10, 50) con litoclastos de varios tamaños	46
Fig. 27. Fotomicrografía de cvk 1 (00, 20) con litoclastos de wackestone peletóide fosilífero de miliólidos	47
Fig. 28. Fotomicrografías de cvk 8 (-10, 10) con derrames inclinados de sedimento sobre un litoclasto	50
Fig. 29. Fotomicrografías de cvk 9 (-10, 20) con un relleno vertical de limo arenoso sucio	50
Fig. 30. Fotomicrografía de cvk 7 (00, 00) con un relleno geopetal	52
Fig. 31. Fotomicrografía de cvk 8 (-10, 10) con litoclastos fracturados antes de su transporte; otros litoclastos contienen moluscos	53
Fig. 32. Fotomicrografía de cvk 16 (-10, 90) con litoclastos con alineación horizontal (laminación en el afloramiento)	54

Fig. 33. Fotomicrografía de cvk 18 (-10, 110) con dos poblaciones de litoclastos apoyados entre sí	55
Fig. 34. Fotomicrografías de cvk 11 (-10, 40) con un relleno geopetal, dos poblaciones de litoclastos y cementante equigranular entre ellos	57
Fig. 35. Fotomicrografías de cvk 18 (-10, 110) con el semidetalle de una cubierta en forma de drusa de cristales, encima limo calcáreo-peletoide y después cristales equigranulares de espatita	58
Fig. 36. Fotomicrografía de cvk 18 (-10, 110) con el detalle de una cubierta en forma de drusa de cristales, encima limo calcáreo-peletoide y después cristales equigranulares de espatita	59
Fig. 37. Fotomicrografías de cvk 8 (-10, 10) mostrando la luminiscencia en un litoclasto, una cubierta de cristales sobre el litoclasto, y encima cristales equigranulares de calcita	61
Fig. 38. Fotomicrografías de cvk 18 (-10, 110) mostrando la luminiscencia en la pared de un litoclasto, la de una drusa de cristales y la de cristales equigranulares de espatita	62
Fig. 39. Litoclastos y matriz dolomitizados	64
Fig. 40. Fotomicrografía de los litoclastos y la matriz dolomitizados	66
Fig. 41. Cristales zonados de dolomita en luz paralela y en luminiscencia	66
Fig. 42. Modelo de brechas de derrumbe con “rebrecheamiento”	69
Fig. 43. Etapas en la historia de evolución del paleokarst	73
Fig. 44. Contacto entre las carpetas de algas y las brechas en Boxaxni	76
Fig. 45. Evaporitas (yeso) con laminación de algas	78
Fig. 46. Estructuras laminares dolomitizadas (Monty <i>et al.</i>, 1987)	78
Fig. 47. Gráfica estratigráfica-geoquímica de la Sección Dengandho	85
 Tabla 1. Cuadro comparativo de brechas de paleokarst y de ‘colapso’ en Dengandho, Texas, Guatemala y Actopan	 95

ANEXO I. FOTOGRÁFICO DE PETROGRAFÍA EN EL PALEOACUÍFERO DE DENGANDHO

Fig. 1. Sección Dengandho con las partes del paleokarst: (A) pilar, (B) brechas y relleno del paleokarst, (C) pasaje vertical, y (D) rocas no karstificadas y la cubierta del paleokarst, y su posición con respecto a la paleohidrología.	1
Fig. 2. Fotomicrografías de cvk 7 (00, 00)	2
Fig. 3. Fotomicrografías de cvk 8 (-10, 10)	2
Fig. 4. Fotomicrografías de cvk 9 (-10, 20)	3
Fig. 5. Fotomicrografías de cvk 10 (-10, 30)	3
Fig. 6. Fotomicrografías de cvk 11 (-10, 40)	4
Fig. 7. Fotomicrografías de cvk 12 (-10, 50)	4
Fig. 8. Fotomicrografías de cvk 13 (-10, 60)	5
Fig. 9. Fotomicrografías de cvk 14 (-10, 70)	5
Fig. 10. Fotomicrografías de cvk 15 (-10, 80)	6
Fig. 11. Fotomicrografías de cvk 16 (-10, 90)	6
Fig. 12. Fotomicrografías de cvk 17 (-10, 100)	7
Fig. 13. Fotomicrografías de cvk 18 (-10, 110)	7
Fig. 14. Fotomicrografía de cvk 18 (-10, 110)	8
Fig. 15. Fotomicrografías de cvk 19 (-10, 120)	8
Fig. 16. Fotomicrografías de cvk 20 (-10, 130)	9
Fig. 17. Fotomicrografía de cvk 20 (-10, 130)	9
Fig. 18. Fotomicrografías de cvk 21 (-10, 140)	10
Fig. 19. Fotomicrografía de cvk 21 (-10, 140)	10
Fig. 20. Fotomicrografías de cvk 22 (-20, 150)	11
Fig. 21. Fotomicrografías de cvk 23 (-20, 160)	11

ANEXO II. FOTOGRÁFICO Y TABLA DE FRACTURAS TECTÓNICAS

Fig. 1. Panorámica de la sección Dengandho mostrando cuatro sistemas de fracturas	1
Fig. 2. Círculo de 1 m de diámetro para el inventario de 47 fracturas	2
Tabla 1. Fracturas tectónicas dentro del círculo, cota -20, 80	2
Fig. 3. Fotomicrografías de cvk 14 (-10, 70) mostrando la edad relativa de dos fracturas por luminiscencia, el mismo sistema se muestra en el afloramiento	3

ANEXO III. ANÁLISIS GEOQUÍMICOS DE LAS MUESTRAS DE AFLORAMIENTOS EN LA SECCIÓN DENGANDHO

Tabla 1. Datos geoquímicos e isotópicos	1
Tabla 2. Análisis cuantitativo por Fluorescencia de rayos X	2
Tabla 3. Análisis de % FeO	3

ANEXO IV “Paleokarst in the marginal Cretaceous rocks, Gulf of Mexico”. 8 figuras en 15 páginas.

ANEXO V “Geoquímica de las rocas asociadas al paleokarst cretácico en la Plataforma de Actopan: evolución paleohidrológica”. 9 figuras en 15 páginas.

ANEXO VI Glosario de terminología kárstica. 6 figuras en 10 páginas.

RESUMEN

Se presenta el resultado de los estudios estratigráficos, petrológicos y geoquímicos en rocas superficiales de la plataforma cretácica de Actopan, en el Estado de Hidalgo depositadas durante el Albiano en condiciones de perimarea. Estas rocas, en un estado avanzado de diagénesis, fueron expuestas a condiciones subaéreas por un descenso del nivel del mar, propiciando que la influencia de los fenómenos físicos y químicos, y las condiciones de temperatura y humedad, favorecieran la formación de un karst, que posteriormente fue cubierto por rocas carbonatadas marinas más jóvenes. Este evento se correlaciona con tres similares en la provincia geológica del Golfo de México.

Las rocas y sus características petrológicas permitieron la identificación de distintos tipos de brechas formadas en el paleokarst. En su equivalente estratigráfico lateral, los fósiles dan a conocer la edad de las rocas y las condiciones paleoecológicas en que vivieron durante el depósito en la columna de rocas carbonatadas (no afectadas por el paleokarst), y en su cubierta transgresiva, en la que no hay evidencia física de una discordancia.

Mediante los estudios petrológicos de las estructuras sedimentarias de relleno y de las fábricas diagénéticas en las brechas, se identificaron las paleozonas vadosa y freática, así como el nivel paleofreático con bastante certeza. Además, se caracterizó el paleoacuífero mediante geoquímica de isótopos estables de oxígeno δ^{18} (O_{VPDB}) y carbono δ^{13} (C_{VPDB}), y elementos traza y mayores de Sr, Mg, Mn y Fe. Fue posible establecer la distinción entre las rocas del paleokarst y su cubierta por medio de las firmas geoquímicas.

Se precisaron los criterios para diferenciar entre las fracturas en las brechas del paleokarst, las fracturas tectónicas y las de colapso por la disolución de evaporitas. La dolomitización en parte del paleokarst es por la acción de sepultamiento. Las rocas calcáreas paleokársticas son importantes en los estudios económicos, petroleros, mineros, geohidrológicos y de obras de ingeniería civil. El modelo del paleokarst de Actopan permitirá hacer trabajos futuros de investigación en estratigrafía de secuencias, geoquímica, petrología y geofísica, y también aplicarlo en los prospectos de exploración de hidrocarburos, minas, agua y presas.

CAPÍTULO I

1. INTRODUCCIÓN

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Durante el Cretácico, la provincia geológica alrededor del Golfo de México fue conformada esencialmente por rocas carbonatadas de plataforma depositadas en condiciones someras.

Los trabajos de exploración geohidrológica en la plataforma de San Marcos, en el estado de Texas, proporcionan información del subsuelo relacionada con una discordancia en las rocas de la Formación Edwards, comprobada con un número reducido de núcleos, y con los registros geofísicos (Hovorka, 1996, 1998). Por otra parte, la exploración sísmica en la zona profunda del oriente del Golfo de México, en un área llamada el “Jordan Knoll” localizada al suroeste de la plataforma de Florida, el noroeste de Cuba y el este de la plataforma de Campeche (longitud 86° W, latitud 23° N) ha brindado también información sobre una discordancia en rocas carbonatadas cretácicas (Schlager, 1990, 1991). La edad de la discordancia en las rocas de la plataforma de San Marcos y del oriente del Golfo de México es del Albiano tardío. Otro evento similar importante ocurrió en la provincia geológica cretácica de Chiapas-Tabasco donde las rocas de plataforma del Albiano y Cenomaniano se erosionaron total o parcialmente (Aguayo *et al.*, 1979).

Un paleokarst se puede identificar en afloramientos por medio de la estratigrafía y la petrología de las brechas a nivel macroscópico (Loucks, 1999), además con los estudios de diagénesis, paleontología y geoquímica, es posible obtener el modelo genético y anatómico detallado que dé suficiente información geológica, y que se correlacione con la paleogeomorfología del Albiano Superior en Texas y en el oriente del Golfo de México, y de sustento a estudios económicos y a futuras investigaciones.

Con base en lo anterior, se fijaron como objetivos la identificación, el origen, edad y características petrológicas de un paleokarst en rocas superficiales de la Formación El Abra en la plataforma de Actopan, y su correlación con los eventos similares en la provincia geológica del Golfo de México.

1.2 ANTECEDENTES

En México, los primeros datos geológicos relacionados con rocas paleokársticas, en el contexto de estudios petroleros datan de 1916; en el contexto de estudios de geohidrología datan de 1961; en el contexto de estudios mineros de 1980, y en los aplicados a la construcción de obras de ingeniería civil de 1985. Su empleo en cada especialidad revela la importancia económica de los paleokarsts.

En la geología mexicana, los siguientes profesionistas han aportado algunas evidencias sobre la presencia de paleokarsts, aunque con diversa terminología: Roehl (1968)('exposure surfaces, karst flute'); Viniegra y Castillo (1970)('limestone caverns'); Carrasco (1971)('litofacies de erosión kárstica'); Coogan *et al.* (1972)('subaerial exposure, karst development'); Wilson (1975)('karstic collapse, cavern formation'); Aguayo (1978)('episodes of exposure, karst surface'); Colorado y Cruz (1980)('tipología de yacimientos paleokársticos'); Enos *et al.* (1983)('karst topography, karst caverns'); Minero (1988)('karst formation, subaerial exposure surfaces, microkarst, karst event'), y Loucks (1999)('open caverns, breccias, speleothems, and cave sediment fill').

En yacimientos petroleros de México hay indicios de paleokarsticidad en la plataforma de Córdoba (Martínez *et al.*, 2001); en la plataforma Artesa-Mundo Nuevo (Varela *et al.*, 1997) se localizan los campos petroleros Muspac y Catedral, y mediante estudios geofísicos se ha determinado que la producción de hidrocarburos procede de rocas fracturadas relacionadas con zonas kársticas (Williams-R., 2001). Los trabajos inéditos del área Reforma-Villahermosa (Aguayo *et al.*, 1979) han permitido comprobar la erosión de las rocas del Albiano. Adicionalmente, muchas rocas en la plataforma de la Faja de Oro y el área de Poza Rica han sido atribuidas por su alta porosidad y permeabilidad a una erosión subaérea durante el Cretácico tardío o el Terciario temprano (Coogan *et al.*, 1972). En la mayor parte de los estudios petroleros anteriores, no se conoce la génesis ni la edad aproximada de la erosión, tampoco se tiene un modelo estratigráfico-paleokárstico.

En la exploración minera en México, sólo hay una idea general de la existencia de mineralización de Pb y Zn paleokárstica en la Sierra de Cardonal, Hgo. (Colorado y

Cruz, 1980), y con respecto a la minería de la fosforita, Quintus-B. (1982) estudió el noreste de Zimapán, Hgo donde, según él, la presencia de la fosforita es consecuencia de la disolución de los fósiles del Cretácico por exposición subaérea. En el aspecto geohidrológico, el acuífero Edwards (rocas carbonatadas del Albiano) en Texas se encuentra íntimamente relacionado con un paleokarst que influye en el desarrollo de la porosidad y permeabilidad en este importante acuífero (Hovorka, 1996, 1998). Es posible que los acuíferos de la Formación Aurora en los estados de Nuevo León y Coahuila y el de la Formación Edwards en Texas, estén relacionados al mismo evento de paleokarstificación.

En la construcción de presas, la Comisión Federal de Electricidad tiene grupos de trabajo formados por geólogos, geofísicos e ingenieros civiles que han trabajado en los proyectos de grandes obras en rocas carbonatadas y con problemas de “karsticidad”, destacando los proyectos en Chiapas-Tabasco, centro-sur de Veracruz y los límites de Hidalgo-Querétaro. En el proyecto Hidroeléctrico Boca del Cerro en el Río Usumacinta, Tab., se determinó la presencia de un karst y de un paleokarst.

Wright (1982) es uno de los primeros especialistas que define un paleokarst. En su trabajo sobre el reconocimiento e interpretación de los paleokarsts del Carbonífero inferior del sur de Gales propone dos tipos de paleokarsts: superficies paleokársticas y paleokarsts en el subsuelo; el primer tipo se forma en el contacto atmósfera-roca y el segundo es causado por disolución en un drenaje profundo. Describe que las morfologías características en las secuencias antiguas dependen de un gran número de factores como: tipo de roca, estructura geológica, periodo de exposición, tectónica, relieve, aspecto, clima, disposición de humedad, y tipo de suelo. Hace notar que se conoce mucho de la influencia de estos factores en los karsts modernos, como para poder ilustrar o suponer algunos controles semejantes en una morfología kárstica antigua e interpretar la paleogeomorfología.

Wright (1982) propuso la siguiente definición: *“El termino paleokarst se emplea para describir un rasgo kárstico formado por una solución que fue asociada a un paisaje del pasado. En otras palabras, el paleokarst fue formado en o debajo de una superficie de terreno no presente actualmente”*.

En la reseña histórica del estudio de la disolución y alteración de las rocas carbonatadas, el término karst corresponde a una región morfológica al noroeste de la antigua Yugoslavia, hoy conocida geográficamente como Eslovenia, en la que se desarrollan unas formas topográficas de disolución en las rocas calcáreas locales. Al inicio del siglo XX se hicieron las primeras descripciones formales de los tipos de geomorfología superficial y subterránea de los karsts de la región (Eslovenia) (Mill, 1900).

La descripción y el nombre de las características morfológicas de los terrenos kársticos están relacionados con el área geográfica en la cual se localizan, así como con el idioma local. Hay nombres de origen yugoeslavo-austriaco, mexicano, australiano, jamaquino y otros; algunos de los nombres describen casi los mismos caracteres, pero relacionados con morfologías muy locales y particulares, que van de la mano con la geología local y su historia geológica. El anexo VI incluye un glosario de la terminología kárstica.

Newell y Rigby (1957) en sus estudios geológicos y de sedimentación del Gran Banco de las Bahamas dejan ver que hay factores constructivos y destructivos o de erosión en los sedimentos recientes de la plataforma, y que muchas de estas condiciones de sedimentación se parecen mucho a las de las rocas carbonatadas de plataformas del Paleozoico y Mesozoico. Mencionan que algunos investigadores anteriores a ellos (Agassiz, 1894, p. 7) notaron que la “superficie de la isla está disminuyendo por erosión”. También mencionan (*ibid* p. 61) que Kuenen (1950, p. 435) ya había citado lo siguiente: “El grado por el cual estas terrazas han sido cortadas por la abrasión o por la *erosión química son todavía fuertemente debatidas*”. Los criterios anteriores indican, que la corriente de los conocimientos sobre factores de la ‘erosión química’ en esa época todavía ponía en duda su existencia.

Roehl (1967) cita por primera vez de manera explícita a través de una terminología variada y clara, que durante el Ordovícico Tardío y Silúrico, en los sedimentos carbonatados epéiricos de la Cuenca de Williston y en los depósitos recientes carbonatados de las Islas Bahamas, hubo y hay rocas y sedimentos que él llamó “terrenos con depósitos diagenéticos subaéreos”. Roehl postuló la existencia de dos clases de fábricas diagenéticas; una que llama fábrica epigénética, que resulta de la

diagénesis en un subsuelo somero; y la otra que la llama “fábrica kárstica clásica”, que se origina a expensas de las superficies de carbonatos expuestos a la erosión y pedogénesis. También menciona que la karstificación está obviamente relacionada a la epigénesis en una fase temprana de alteración vadosa.

Roehl (1967) consideró que los factores que influyen en la formación de superficies kársticas son: cambios en el nivel del mar, la construcción o destrucción por influencia de procesos subaéreos o vadosos, y tiempo de exposición subaérea. Con esta investigación, se inicia en Norte América el estudio de karsts antiguos, a los que otros investigadores más adelante llamaron paleokarsts o paleocuevas (Loucks, 1999).

En la década de los 80 hubo un grupo de investigadores que se abocó al estudio de los paleokarsts, entre ellos podemos mencionar a Wright (1982), Esteban y Klappa (1983), y James y Choquette (1988); estos últimos con la edición de los 18 trabajos presentados en 1985 en un symposium titulado “Paleokarsts Systems and Unconformities---Characteristics and Significance”, organizado por la Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, dieron un gran impulso a la especialidad.

En los últimos 25 años los estudios petrológicos, de geología de campo y de subsuelo han permitido entender e interpretar la geometría y distribución de las brechas y sedimentos que representan los restos de un paleokarst. Además, los estudios geoquímicos se han perfeccionando gracias a nuevas técnicas analíticas y equipos sofisticados que permiten, entre otras cosas, el estudio de los isótopos de diversos elementos, así como de los elementos traza y mayores; la petrografía aunada a la catodolumiscencia, la microscopía electrónica, etc., ha conducido a perfeccionar los estudios diagenéticos y, en consecuencia, la interpretación y entendimiento de la paleohidrología, disciplinas que se complementan unas con otras y permiten entender la evolución de los paleoacuíferos que actúan en el desarrollo de un paleokarst.

En el anexo IV se incluye como antecedente un artículo titulado “Paleokarst in the Marginal Cretaceous Rocks, Gulf of México” (Carrasco, 2003), y en el anexo V se incluye también como antecedente el artículo “Geoquímica de las rocas asociadas al

paleokarst cretácico en la plataforma de Actopan: evolución paleohidrológica” (Carrasco *et al.*, 2004).

1.3 ORIGEN DE LOS “PALEOKARSTS”

Aproximadamente un 80 % o más de las cavernas antiguas fue formado por aguas meteóricas que circularon a través de las rocas carbonatadas (Ford, 1988). Otras cavernas se formaron en rocas carbonatadas diagenéticamente inmaduras del Terciario superior y Cuaternario, debido a un mecanismo de corrosión por la mezcla de agua dulce y agua salada que dio lugar a la formación de las cavernas; un ejemplo actual son las zonas costeras de Yucatán. Del resto, más o menos un 10 %, está relacionado con cavernas formadas por aguas termales ricas en CO₂, mientras que el otro 10 % estaría vinculado a otros mecanismos y litologías distintas de los carbonatos.

Las cavernas formadas por aguas termales ricas en CO₂ han sido estudiadas fundamentalmente en Europa del Este y en Rusia. Las aguas que dan lugar a la formación de este tipo de cavernas pueden ser juveniles, congénitas, de origen meteórico, o su mezcla (Esteban y Wilson, 1993). La característica común de los líquidos es que son bastante calientes y que pueden presentar convección térmica; el CO₂ proviene de fuentes profundas, relacionadas con el emplazamiento de rocas ígneas (Roedder, 1976).

Los otros tipos de ‘paleokarsts’ relacionados con litologías diferentes a los carbonatos, o bien con carbonatos disueltos por fluidos diferentes a los de origen meteórico, son los siguientes:

- Cavernas formadas en rocas carbonatadas por aguas que contienen H₂S. Un ejemplo clásico de este tipo, son las Cavernas de Carlsbad, donde hay más de 30 cavernas en las Montañas Guadalupe de Nuevo México. Davis (1980) propuso una teoría que explica la generación de H₂S como producto de reducción de hidrocarburos por una influencia de origen biogénico, en los campos de gas adyacentes al área de las Montañas Guadalupe. Según esta teoría, la solución ácida de H₂S migró pendiente arriba junto con otros fluidos expulsados de la

cuenca, los cuales al mezclarse con las aguas del acuífero se oxidaron para formar H_2SO_4 ; los grandes salones de las cavernas son las reliquias de las áreas donde fue más efectiva la oxidación y la consecuente disolución por el ácido sulfúrico.

- Otras cavernas en carbonatos son aquellas formadas por un reemplazo de caliza por yeso y otras soluciones. Egemeler (1981) describió que en las rocas carbonatadas de la cuenca de Big Horn de Wyoming, hay pequeños pasajes que se forman en los escurrideros vadosos horizontales en la caliza, los cuales se adelgazan y terminan en punta hacia adentro (después de algunos cientos de metros se forman fisuras) y que de las pequeñas fisuras brotan líquidos que forman manantiales calientes, con una liberación de H_2S hacia la atmósfera, dando espacio para que la caliza se reemplace por costras de yeso.
- Respecto a los paleokarsts formados en evaporitas, Hryniv y Peryt (2003) citan que su presencia es muy común en el registro geológico y que se pueden formar por disolución de los sulfatos a lo largo de contactos con rocas permeables suprayacentes, o por disolución cercana a la superficie en las evaporitas estratificadas, como ocurre en el norte de Polonia en la anhidrita Werra del Pérmico.
- Un tipo de “karstificación” por sepultamiento profundo (‘deep-burial brecciation’) es el mecanismo propuesto por Dravis y Muir (1993), en el que se conjugan varios factores: sepultamiento profundo de una secuencia de carbonatos y dolomías, presencia de evaporitas, condiciones de fracturamiento estructural adecuado y un basamento granítico. Según estos autores, a los carbonatos de las formaciones del Grupo Elk Point, subyacen unas evaporitas y un basamento granítico, con unas fallas que se originan en el basamento, y que penetran en las evaporitas. Se postula que por las fallas circularan fluidos calientes derivados del basamento y que los fluidos ricos en calcio y sulfatos, derivados de las evaporitas, ayudaran a promover una disolución considerable de las dolomitas, facilitando la formación de brechas en éstas y otros fenómenos de disolución que fácilmente pueden ser confundidos con un “paleokarst”.

1.4 DEFINICION DEL PROBLEMA

Los paleokarsts son cuerpos de roca, generalmente asociados a descensos del nivel relativo del mar, del orden de decenas de metros que dan lugar a superficies de exposición subaérea.

El proceso de formación de un paleokarst no es observable directamente, ya que ocurre en periodos de tiempo del orden de entre diez mil y cien mil años o más (Esteban y Wilson, 1993). De esta manera, sólo se puede obtener información directa por medio de la estratigrafía y las brechas formadas durante la ocurrencia de este fenómeno. Esta información se obtiene de la geometría y posición estratigráfica relativa de los cuerpos de roca y de su organización, así como de la petrología de las brechas formadas durante el derrumbe y colapso de la antigua cavidad kárstica. Se puede obtener información indirecta mediante estudios sísmicos, de métodos geofísicos potenciales, de paleontología y paleoecología, y de geoquímica.

En la plataforma de Actopan en las rocas de la Formación El Abra, en una estructura sinclinal a lo largo de tres secciones estratigráficas, se encuentran bien expuestas unas brechas que genéticamente se asocian a un paleokarst, y también en forma regional con otros paleokarsts en la provincia geológica del Golfo de México (Carrasco, 2003).

Para el estudio de las rocas paleokársticas que afloran a lo largo de la Plataforma de Actopan y con el fin de poder definir un modelo genético y geométrico, es necesario un estudio integral estratigráfico-petroológico, incluyendo adicionalmente la variación espacial de fósiles, la caracterización geoquímica y la distinción con otros tipos de brechas y fracturas.

1.5 HIPÓTESIS DE TRABAJO

1. Los fenómenos de paleokarsticidad asociados a procesos antiguos de exposición subaérea quedan plasmados en el registro estratigráfico y en las áreas paleogeográficas vecinas. En el antiguo Golfo de México durante el Cretácico

medio, hay dos áreas de paleokarsticidad pobremente estudiadas por falta de material litológico adecuado; una en la plataforma de San Marcos y la otra en el “Jordan Knoll”, y otra bien estudiada en Reforma-Villahermosa. Los procesos que les dieron origen, su evolución y sus relaciones, pueden ser entendidos mejor si se comparan y correlacionan con las rocas expuestas en la plataforma de Actopan.

2. Los afloramientos de la Formación El Abra en la plataforma de Actopan permiten obtener un modelo genético y geométrico del paleokarst expuesto.

3. En las investigaciones de las rocas carbonatadas de un paleokarst es importante tomar en cuenta: (1) Que un paleokarst es el producto de exposición subaérea de rocas carbonatadas reconocido por ciertos caracteres de disolución, precipitación, erosión, sedimentación y colapso. De los anteriores, la sedimentación y el colapso son los caracteres fundamentales para reconocer un paleokarst, ya que forman los sedimentos y brechas característicos de un paleokarst; (2) La disolución de evaporitas o la superposición de fracturas tectónicas forman patrones de fracturas y brechas aparentemente similares.

Es importante establecer criterios de distinción entre los caracteres petrológicos en un paleokarst, las brechas calcáreas formadas por disolución de evaporitas y las brechas formadas por influencia tectónica.

4. La datación, correlación y evolución de la exposición subaérea en los eventos paleokársticos puede lograrse mediante estudios paleontológicos y paleoecológicos.

5. En un paleokarst la posición del nivel paleofreático puede ser reconocida por las fábricas de las brechas en los afloramientos de roca, y por los estudios de petrología y geoquímicos.

1.6 PROPÓSITO Y OBJETIVO

Con el fin de mostrar la continuidad estratigráfica y paleogeográfica de un evento geológico regional importante, el propósito de la tesis es identificar y estudiar un paleokarst desarrollado en las rocas cretácicas de la plataforma de Actopan, ya que es parte de la historia geológica cretácica de un periodo de tiempo de exposición subaérea en el Golfo de México. Se intentará correlacionarlo con otras

secciones estratigráficas fuera de México. Para ello se consideran los siguientes objetivos particulares:

- a) Caracterizar la litoestratigrafía y forma geométrica relativa de las brechas y sedimentos del paleokarst con respecto a las rocas circundantes. Esto permitirá diferenciar las brechas y fracturas paleokársticas de las formadas por otros mecanismos.
- b) Explicar las variaciones petrológicas y diagenéticas en el relleno del paleokarst, así como su secuencia y relación con la caracterización geoquímica del paleoacuífero asociado al paleokarst.
- c) Estudiar los macrofósiles y microfósiles en las rocas circundantes no karstificadas, para situar su edad geológica y conocer el hábitat paleoecológico de los mismos. Esto ayudará a determinar la evolución de profundidad relativa del tirante del nivel del mar antes de la exposición subaérea de las rocas.
- d) Determinar la relación del paleokarst con los diferentes patrones de fluctuación cretácicos del nivel del mar.

1.7 ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio está situada en la parte centro-oriental de México, como se ilustra en la Figura 1.



Figura 1. Contorno de la República Mexicana, donde se indica el área de estudio en la parte centro-oriental.

La plataforma de Actopan fue definida por Carrasco (1970) para diferenciarla de otras unidades paleogeográficas del Albiano-Cenomaniano, como los arrecifes de Tolimán y El Doctor. Está situada en la parte suroriental de la gran plataforma de Valles-San Luis Potosí definida por Carrillo-Bravo (1969), de la cual es diferente por las condiciones de sedimentación. El área de estudio se encuentra a lo largo de una porción suroccidental y noreoriental de la plataforma de Actopan, donde las estructuras se encuentran orientadas norte-sur; a lo largo de un sinclinal donde se encuentran los mejores afloramientos de roca. La localización de la plataforma de Actopan se ilustra en la Figura 2.

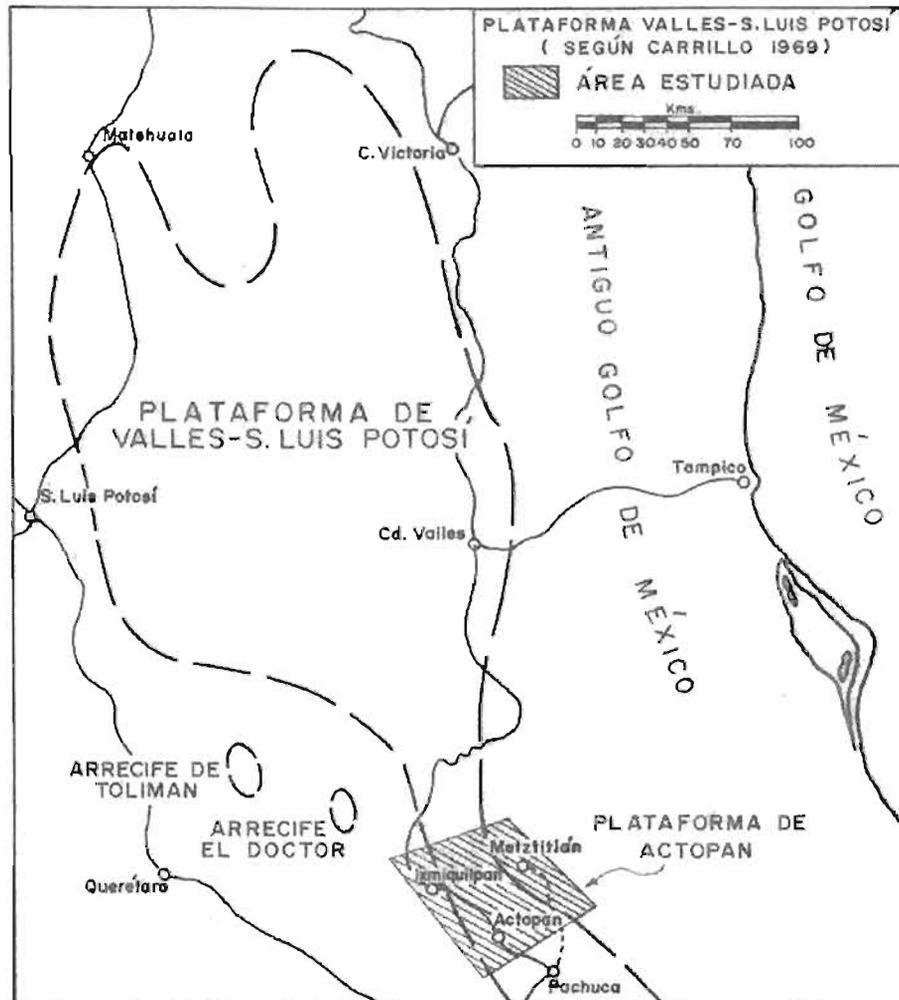


Figura 2. La plataforma de Valles-San Luis Potosí, modificada de Carrillo-Bravo (1969) por Carrasco (1970) para definir la plataforma de Actopan.

1.8 METODOLOGIA

1.8.1 Gabinete y campo

Como parte inicial de esta investigación, se recopiló la mayor parte de la información publicada sobre paleokarsts. En segundo lugar, para obtener una perspectiva nacional de los estudios publicados e informes inéditos relacionados con rocas carbonatadas, tanto de los karsts modernos como de los paleokarsts, se consultó la mayoría de los archivos de entidades estatales y paraestatales. De estos documentos inéditos, se estudiaron 27, conformados por: informes geológicos, expedientes, cartas de hidrología y un atlas geohidrológico, de las siguientes instituciones: Instituto Mexicano del Petróleo, Comisión Nacional del Agua, Consejo de Recursos Minerales, Comisión Federal de Electricidad e Instituto de Geografía (U.N.A.M.).

La información cartográfica se obtuvo tomando como base la Carta Geológica de México, Hoja Pachuca, 14 Q-e (11) del Instituto de Geología de la UNAM elaborada por Fries (1962), y la carta Topográfica (escala 1:50, 000) Ixmiquilpan del INEGI (2000). La Facultad de Ingeniería prestó de su acervo algunas fotografías de líneas discontinuas de vuelo tomadas por CETENAL (escala 1:50, 000, de febrero de 1976).

El trabajo de campo se realizó en dos fases. La primera parte fue el reconocimiento de las porciones occidental, central y sur de la plataforma de Valles-San Luis Potosí, para distinguir la posible presencia de paleokarst en rocas cretácicas, así como el reconocimiento detallado en la plataforma de Actopan, para definir los plegamientos estructurales mayores del área y delimitar la exposición de rocas paleokársticas cretácicas. La segunda parte fue el trabajo detallado de campo en la plataforma de Actopan para la topografía (una retícula a cada 10 metros), estratigrafía, petrología, paleontología, geoquímica y geología estructural.

En los estudios para la identificación de los paleokarsts y de discordancias subaéreas, se han desarrollado técnicas que han evolucionado y perfeccionado, como son las siguientes: 1) los caracteres petrológicos observables en los afloramientos y/o núcleos de pozos (brechas y fracturas); 2) la estratigrafía

sísmica que no es necesaria su aplicación para la plataforma de Actopan, ya que toda la sección esta expuesta; 3) la estratigrafía secuencial que es una metodología moderna aplicable cuando se conoce la estratigrafía regional de las unidades de rocas paleokársticas en estudio, así como su geometría y distribución paleogeográfica, su posición relativa con las unidades estratigráficas subyacentes y suprayacentes como es el caso del estudio del paleokarst del Ordovícico Inferior en las Montañas Franklin en el Paso Texas (Goldhammer *et al.*, 1992) y 4) la geoquímica de isótopos estables, elementos traza y elementos mayores (Lohmann, 1988).

Las técnicas que se aplicaron en la investigación del paleokarst de Actopan son fundamentalmente la estratigrafía y la petrología, y adicionalmente la paleontología, la geoquímica y las fracturas de origen tectónico para su distinción de las que fueron producto del colapso en el paleokarst.

Para la delimitación del paleokarst en la Sección Dengandho, se utilizaron los criterios de Loucks (1999, 2001a, 2001b), Loucks y Handford (1992), Loucks y Mescher (1997, 2001), que tienen su base en estudios clásicos de varios sistemas de paleokarsts, entre ellos los del Ordovícico Inferior, tales como los yacimientos de hidrocarburos de Ellenburger, Arbuckle y Knox, los tres yacimientos consisten fundamentalmente de brechas caóticas, de mosaico y de agrietamiento, con litoclastos mayores a un metro, así como sedimento de relleno de caverna, pasajes de cavernas colapsadas, pilares y rellenos asociados con fallas contemporáneas (Wilson *et al.*, 1993, Loucks, 1999): Loucks (1999) comparó los paleokarsts con karsts modernos en varios sistemas geomorfológicos: Blanchard Springs Caverns y Ennis Cave en el norte de Arkansas; Mammoth/Flint Ridge system en Kentucky y Longhorn Cavern e Ynner Space Cavern en el centro de Texas. Las características comunes de un karst y los procesos que los originan son identificados por las espeleotemas, las cuales según Wilson (1993) y Loucks (1999, 2001a), raramente se preservan en el registro geológico. Sin embargo, lo que generalmente sí se conserva son los sedimentos de relleno y las brechas del colapso del antiguo karst, así como las columnas y techos no derrumbados. Para

Wilson *et al.* (1992), con estas características petrológicas se pueden reconocer los eventos paleokársticos tanto en los afloramientos como en núcleos del subsuelo. Según Loucks (2001b), para comprender las características de un sistema paleokárstico, es necesario primeramente entender cómo se desarrolla un sistema de karst.

Para describir las características de los sistemas kársticos modernos y antiguos, Loucks (1999) propuso un sistema ternario de clasificación de brechas y depósitos clásticos del relleno de sistemas kársticos modernos y antiguos. La clasificación exhibe las relaciones entre “crackle breccia” (brecha de agrietamiento), “chaotic breccia” (brecha caótica) y “cave sediment fill”.(sedimentos de relleno de caverna).

1.8.2 Estudios de laboratorio

Los análisis de isótopos estables se efectuaron en el Laboratorio de Isótopos Estables del Instituto de Geología de la UNAM, con un espectrómetro de masas Termo Finnigan Mat 253 Delta Plus XL con gas bench II; los de elementos traza y elementos mayores, en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del mismo instituto, con un equipo Siemens SRS 3000 Sequential X-Ray Spectrometer, y los de catodoluminiscencia en el Departamento de Geoquímica de la misma institución, en un Luminoscopio ELM-3R, acoplado con un microscopio Wild MPS 515 Spot y una cámara fotográfica Leitz SM-Lux-Pol.

Para el estudio petrológico y de catodoluminiscencia se emplearon muestras orientadas. Se elaboraron láminas delgadas orientadas en la misma forma y descubiertas, sus medidas son de 7.5X5 cm, y fueron elaboradas en el Laboratorio de Laminación del Instituto Mexicano del Petróleo. A cada una de las láminas delgadas se le tomó una fotografía ‘panorámica’ colocando en la parte trasera de la lámina un foco incandescente, y tomando la fotografía con una cámara QuickCam de una PC Hewlett Packard Pavilion. Una parte de las fotomicrografías se tomaron en un Microscopio Petrográfico Mineragráfico Carl Zeiss Axioplan 2 Imaging con analizador de imágenes KS-300 del Instituto de Geofísica. Otras láminas cubiertas de tamaño común se elaboraron en la Facultad

de Ingeniería, y las fotomicrografías se tomaron en un Microscopio Leitz Sm Lux Pol y otro Karl Zeiss Axio Vision 3.1 AxioLab, cámara Sony Exwave HAD.

CAPÍTULO II

2. GEOLOGÍA DEL AREA DE ESTUDIO

2.1 PALEOGEOGRAFÍA

La plataforma carbonatada de Actopan se encuentra situada en el extremo sureste de la gran plataforma de Valles-San Luis Potosí; esta última fue delimitada por Carrillo-Bravo (1969, 1971)(Figura 2) quien le determinó una longitud de noroeste a sureste de aproximadamente 450 km, una anchura máxima de casi 200 km y una superficie de más de 48 000 km². Es un elemento paleogeográfico del Mesozoico, desarrollado sobre rocas precámbricas, paleozoicas y triásicas, plegadas y falladas. Carrillo-Bravo (1971) describe también que sobre la plataforma, la transgresión marina se inició en el Kimeridgiense y la influencia de dicha unidad paleogeográfica persistió durante el Jurásico Tardío, Cretácico Temprano, 'medio' y Tardío. Como evidencias para postular la plataforma de Valles-San Luis Potosí, citó además, la presencia de horizontes delgados de sedimentos clásticos y evaporitas (?) del Jurásico Superior que cubren discordantemente a rocas antiguas. Hay también una sección evaporítica de plataforma en el Cretácico Inferior, y el gran desarrollo de un complejo arrecifal y post-arrecifal, durante el Cretácico 'medio' y Superior.

Entre 1970 y 1972, Carrasco y geólogos de Petróleos Mexicanos (informe interno) midieron en toda la plataforma de Valles-San Luis Potosí las secciones estratigráficas de facies de plataforma y talud, encontrando que en el extremo sureste de la plataforma, la sedimentación no es uniforme como en el resto de ella debido a la existencia de un paleocanal de aguas profundas en su parte media. En base a lo anterior Carrasco (1970) propuso que a la porción situada al sur de Zimapán y hasta los alrededores de Actopan, Hgo., se le llamara plataforma carbonatada de Actopan.

No se conocen los límites sur y oeste de la plataforma de Actopan (Figura 3) según Campos *et al.* (2000) y Quintanar *et al.* (2004) la plataforma desaparece bajo los productos volcánicos y sedimentos del Terciario-Cuaternario: Sólo al sureste de Ixmiquilpan afloran rocas en un área pequeña entre los Cerros Maguey Blanco y

Cuesta de México, donde se ha podido establecer el límite occidental de la plataforma por un cambio de facies de aguas someras a facies de cuenca semejantes a las de la Formación Tamaulipas Superior. No se conoce la prolongación de esta franja en la parte norte porque una gran parte de los sedimentos ha sido erosionada o cubierta por rocas volcánicas.



Figura 3. Mapa paleogeográfico de la plataforma de Actopan y localización de las secciones estratigráficas de la Formación El Abra con evidencias de paleokarsticidad. Las flechas grandes indican un sinclinal. Las flechas negras delgadas señalan las tres secciones: la del sur es Dengandho (1), la intermedia es Boxaxni (2), la del norte es Pozuelos (3) y el prospecto minero en Cardonal se indica con una estrella.

El límite noreste se conoce con más exactitud y se encuentra orientado de noroeste a sureste, frente a Metztitlán, Hgo. Existen evidencias de tipo sedimentario y estratigráfico, que ponen en evidencia que la plataforma no fue continua en la región situada entre Tolantongo, Hgo. y el borde noreste de la plataforma, donde

hay un paleocanal paralelo al borde, cuyos límites hacia el noroeste y sureste no han sido delimitados.

2.2 ESTRATIGRAFÍA

Carrasco (1970) efectuó un análisis de la nomenclatura de las formaciones El Abra y el Doctor, y comentó que en las décadas de los 50 y 60, había poca información geológica de la Sierra Madre Oriental y del Altiplano Mexicano. Dentro de esta información se encuentra el estudio de Wilson *et al.* (1955), quienes propusieron de manera formal el término litoestratigráfico Caliza El Doctor subsecuentemente empleado por Bodenlos *et al.* (1956), Segerstrom (1961a, b), Fries (1962), Bonet (1963), López (1964), Hermoso (1964), De la Fuente (1964), Carrasco (1969) y otros, para la porción sur de la plataforma de Valles-San Luis Potosí (Actopan). El área tipo de la Formación El Doctor fue estudiada a menor detalle que el área tipo de la Formación El Abra. La distinción entre las formaciones El Abra y El Doctor atendió a aspectos fisiográficos o geográficos, o ambos, pero no estratigráficos, ya que las dos presentan las mismas litofacies e inclusive son equivalentes en edad. La Formación El Doctor se sitúa en la Sierra Madre Oriental y en el Altiplano Mexicano, mientras la Formación El Abra se localiza en la Sierra de El Abra y sus prolongaciones al norte y sur; el nombre de Formación El Abra fue también aplicado a las rocas arrecifales de la Faja de Oro por Guzmán (1967).

Como ya se mencionó, no existe diferencia en la litología de las formaciones El Abra y El Doctor. Wilson *et al.* (1955) hicieron notar la semejanza entre la facies Cerro Ladrón y la facies urgoniana de la Formación El Abra descrita por Bonet (1952). Bonet (1963) consideró que las facies de banco calcáreo de la Formación El Doctor son semejantes en litología, elementos fáunicos y paleoecología a la Formación El Abra, recalcando que todas estas rocas son de edad albiano-cenomaniana. Por las razones antes expuestas y con otros argumentos, se propuso abandonar en la plataforma de Actopan el nombre de Formación El Doctor y usar únicamente el de Formación El Abra para las rocas calcáreas de plataforma

del Albiano-Cenomaniano (Carrasco 1970); Carrillo-Martínez (1997) y Carrillo-Martínez *et al.* (2001), aceptaron que en la plataforma El Doctor se empleara el nombre de 'Formación El Doctor' y como sinónimo se aceptara Formación El Abra.

En los sedimentos de la Formación El Abra que formaron un conjunto complejo de litofacias de plataforma carbonatada con cambios verticales y horizontales que varían rápidamente, en la sección estratigráfica de San Miguel de la Cal Carrasco (1970) midió un espesor total de 2, 098 m, sin haber observado la base ni la cima de la Formación El Abra. Segerstrom (1961a) y Fries (1962) reportan un espesor máximo de 900 m; mientras que Gilberto Silva Romo (comunicación personal, Facultad de Ingeniería, U.N.A.M., 2001) hasta de 2, 300 m de esta misma formación y en la misma área. Se considera que los levantamientos de Silva Romo y Carrasco estén más cerca del espesor real de la formación, que los de Segerstrom y Fries, porque los criterios de estos últimos se basaron fundamentalmente en interpretación fotogeológica. Un espesor semejante de la Formación El Abra, pero situado en el subsuelo de la Faja de Oro, fue reportado por Guzmán (1967), que sugiere espesores mayores a los 2 000 m.

En la sección de correlación estratigráfica SW-NE 9° localizada sobre el eje de la estructura sinclinal de la Figura 3, se midieron tres secciones estratigráficas que se muestran en la Figura 4.

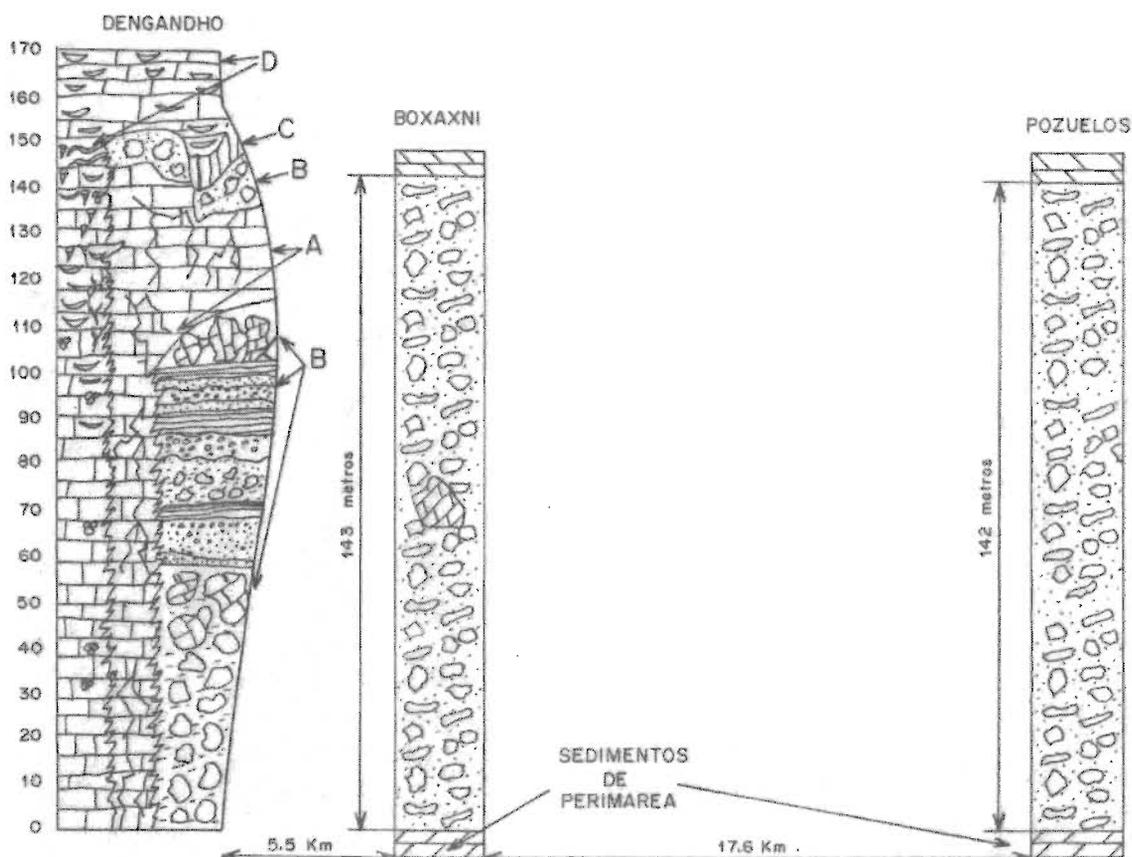


Figura 4. Sección de correlación estratigráfica del paleokarst de la plataforma de Actopan en las localidades Dengandho, Boxaxni y Pozuelos (ver la Figura 3 para su localización). La Sección Dengandho muestra una exposición del paleokarst de casi 60 m de anchura y un espesor estratigráfico de 150 m, no hay dolomitización y está compuesta por: (A) pilar, (B) brechas y relleno del paleokarst y (C) pasaje vertical de una chimenea del paleokarst. Estas tres zonas tienen aspecto masivo, el color es gris claro a gris oscuro. La zona (D) corresponde a rocas no karstificadas de la Formación El Abra equivalentes lateral y estratigráficamente a las paleokarstificadas. Las Secciones Boxaxni y Pozuelos tienen 143 y 142 m de espesor, están completamente dolomitizadas, pero muestran con claridad las sombras de las brechas originales.

2.3 TECTÓNICA

La tectónica del área fue interpretada por primera vez por Segerstrom (1961a) y Fries (1962), quienes presentaron la misma cartografía geológica e interpretación estructural. Ambos autores describieron que el efecto más grande de la orogenia laramídica fueron las fuerzas compresivas que formaron pliegues, cuyos ejes están orientados norte-sur y noreste-suroeste.

Los trabajos de investigación sobre la tectónica de las áreas circundantes a la plataforma de Actopan han sido hechos por Carrillo-Martínez y Suter desde 1980, en la parte norte de la plataforma de Actopan, la plataforma del Doctor (Querétaro), en los alrededores de Zimapán, Hgo., en la cuenca del mismo nombre y en el borde occidental de la plataforma de Valles-San Luis Potosí. Carrillo-Martínez [1998(2000)] y Carrillo-Martínez *et al.* (2001), resumieron la tectónica del área en dos fases: una es la formación de las estructuras laramídicas por un episodio compresivo del Cretácico Superior-Paleoceno; la y otra de distensión, a la que le llaman de fallamiento normal del Cenozoico superior. Campos-Enríquez *et al.* (2000) por medio de estudios gravimétricos, encontraron que adicionalmente a la orogenia laramídica que afectó a las rocas de la plataforma de Actopan, hubo otros periodos de deformación que afectaron el área de estudio. Durante el Eoceno y el Oligoceno, una fase distensiva formó depresiones tectónicas, a una de las cuales llaman el Graben del Mezquital. Señalan otra fase distensiva joven que ha formado un sistema de fallas orientadas este-oeste, que dan lugar en el Valle del Mezquital a una actividad sísmica, manifestada en Actopan y Cardonal por temblores recientes (Campos-Enríquez *et al.*, 2000) y la alineación este-oeste de las anomalías gravimétricas.

CAPÍTULO III

3. ESTUDIO DEL PALEOKARST DE DENGANDHO Y SU CORRELACION CON OTROS PALEOKARSTS REGIONALES

3.1 ESTUDIOS DE CAMPO Y MUESTREO DE ROCAS

La plataforma de Actopan es adecuada para el estudio del paleokarst cretácico porque se encuentran bien expuestas las rocas de la Formación El Abra, su alteración no es fuerte debido al clima semiárido, hay antecedentes de estudios geológicos referentes a la ocurrencia de un paleokarst y la deformación estructural es armónica (pliegues suaves). Se recorrió la totalidad de la plataforma de Actopan localizando en la Formación El Abra buenos afloramientos de rocas paleokársticas, algunos ya reportados por Carrasco (1971) y Cruz *et al.* (1980). Se seleccionó una línea de secciones estratigráficas (Figuras 3 y 4) que se encuentra situada sobre el eje de un sinclinal simétrico de orientación SW-NE 9°, en el cual además en su extremo norte, en la Sierra de Cardonal, se encuentra un prospecto minero en el que Colorado y Cruz (1980) consideran la presencia de minerales asociados a un sistema de paleokarst.

Una vez determinada la línea de sección (SW-NE 9°), se midieron tres secciones estratigráficas en las que se encuentran bien expuestas las rocas paleokársticas. De las tres secciones, sólo una de ellas, Dengandho en el sur de la sección, fue adecuada para el objetivo del estudio, porque se encuentran accesibles sus rocas y no están dolomitizadas. La sección de Boxaxni en el centro, se encuentra expuesta en el camino a un santuario en la cima de un cerro (Figura 5), por lo cual los habitantes del lugar no permiten la toma adecuada de muestras, además de que las rocas están completamente dolomitizadas. Por su parte la sección de Pozuelos, en el norte, se encuentra en la parte central de un camino de terracería, donde tampoco es posible el muestreo adecuado y también las rocas están totalmente dolomitizadas (Figura 6).

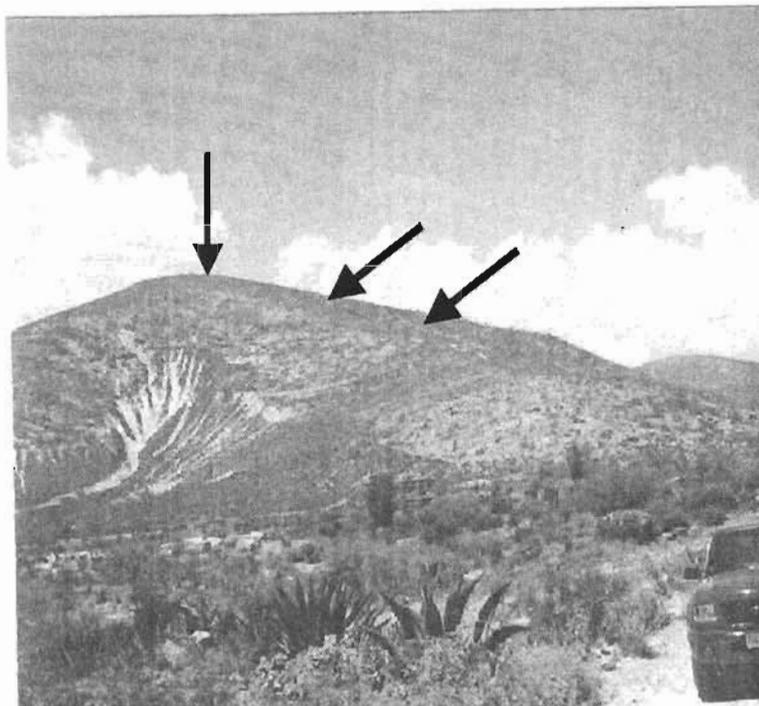


Figura 5. Panorámica de la sección Boxaxni. En la parte superior se señala con una flecha vertical el santuario construido en la cima de este lomerío situado a 5.5 km al norte de la Sección Dengandho. El par de flechas oblicuas ilustra los límites estratigráficos expuestos (143 m) de las rocas del paleokarst.



Figura 6. Parte de la sección Pozuelos en el camino de terracería de San Andrés Devoxtha-Capula (camino a Ixmiquilpan). Las rocas se encuentran muy pobremente expuestas y totalmente dolomitizadas.

Adicional al problema de la toma de muestras en las secciones Boxaxni y Pozuelos, se encuentra el de la dolomitización total de las rocas, dejando solamente los contornos de las brechas caóticas (Figuras 7a, b, 8a, b).

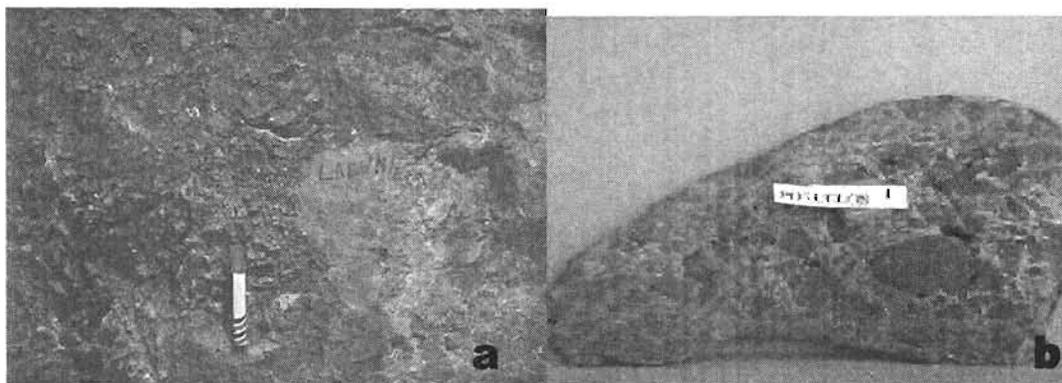


Figura 7. (a) Afloramiento en el camino de terracería a Pozuelos donde se observan los contornos de una brecha caótica con clastos soportados en una matriz dolomitizada. La escala es el plumón de 12 cm de longitud. (b) ilustra una muestra del mismo afloramiento, con las mismas características petrológicas antes indicadas, pero con más detalle. La escala es de 5 cm.

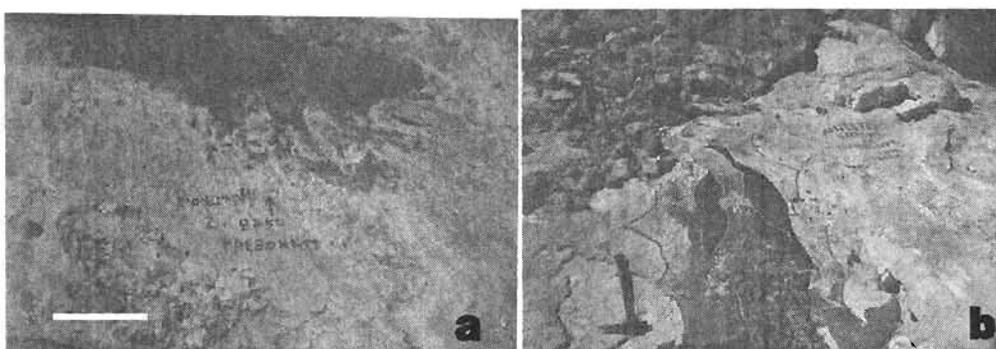


Figura 8. (a) Base del paleokarst expuesto en el camino Boxaxni-Santuario (las manchas claras son caliche reciente); está formado por dolomía fina de estructura laminar con cristales anhedrales pequeños, similar a las carpetas de algas cianofíceas; arriba de las carpetas laminares se inicia una brecha cuyas sombras la asemejan a una brecha caótica con clastos soportados entre sí en una matriz también dolomítica. Escala gráfica 20 cm. (b) Parte media de la sección de Boxaxni situada en el camino al santuario es una dolomía gruesa con cristales anhedrales grandes, con el contorno de una brecha caótica con clastos suspendidos en una posible matriz. La escala es el martillo en la parte inferior izquierda.

De las tres secciones citadas, la de Dengandho es la mejor expuesta, sin dolomitización y sin problema alguno para la toma de muestras. Se trazó una

retícula topográfica con brújula y cinta a cada diez metros (en corte estratigráfico, Figura 9), para el control de la toma de datos de campo megascópicos y estructurales, y de muestras para los estudios petrológicos, paleontológicos y geoquímicos.

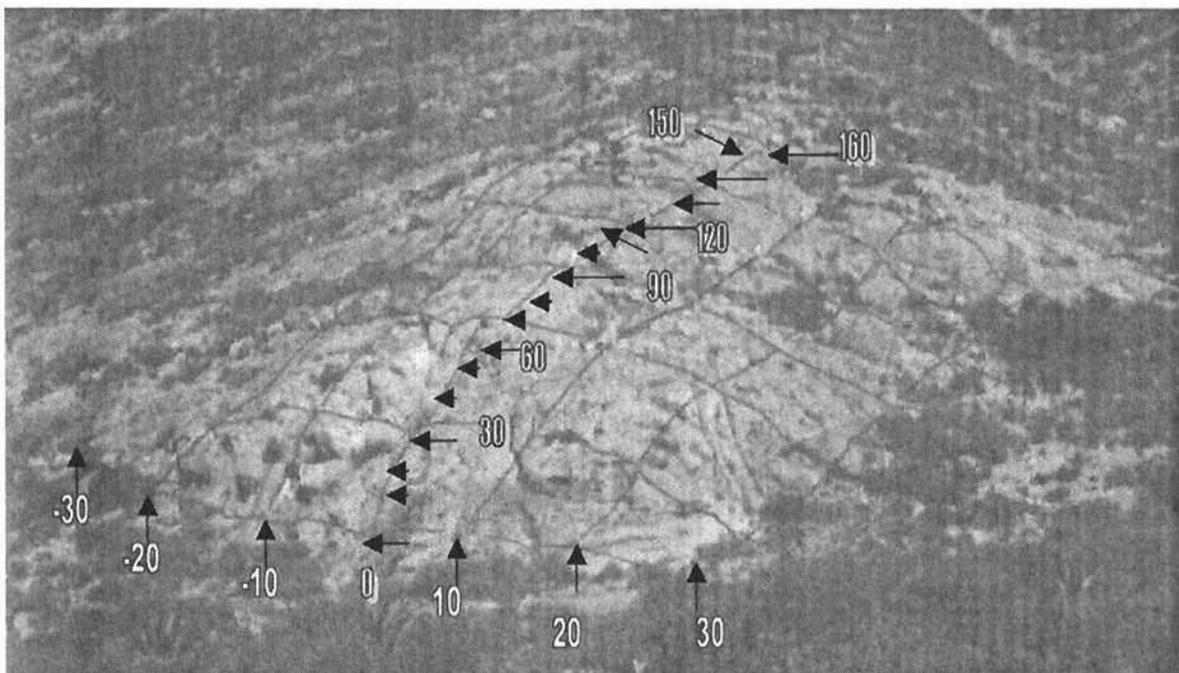


Figura 9. Retícula con intervalos a cada 10 m del levantamiento topográfico (vertical y horizontal) de la Sección Dengandho., Las estaciones no se pueden mostrar con precisión debido a la distorsión por el ángulo de la fotografía y el cambio de la pendiente en el terreno.

3.2 IDENTIFICACIÓN DEL PALEOKARST EN DENGANDHO

Los caracteres comunes de un karst y los procesos que los originan son identificados por las espeleotemas, las cuales raramente se preservan en el archivo geológico (Wilson, 1993; Loucks, 1999, 2001a); sin embargo, lo que sí se conserva son los sedimentos de relleno y las brechas de colapso del karst, así como las columnas y techos no derrumbados; caracteres petrológicos con los que se pueden reconocer los eventos paleokársticos en los afloramientos y en el subsuelo (Wilson *et al.*, 1992).

En los karsts modernos la excavación por disolución en la zona freática o vadosa constituye el proceso inicial cerca de la superficie que causa el desarrollo de los pasajes por donde fluye la recarga superficial de agua meteórica y se concentra en aberturas, como son los planos de estratificación o las fracturas que se extienden a lo largo y ancho de las zonas de recarga de agua (sumideros o huecos de disolución profundos y comunicados con pasajes subterráneos), o bien en las zonas de descarga, tales como los manantiales.

Los techos, columnas y paredes de las cuevas están sujetos a esfuerzos por el peso de las rocas sobreyacentes, por lo que se forma un domo de tensión o una zona de máximo esfuerzo cortante. El colapso del techo y las paredes rocosas generalmente comienza en la zona vadosa, porque en la freática el agua le da al techo un soporte equivalente a un 40 %, por efecto de flotabilidad (White y White, 1969).

La mayoría de los productos del colapso del techo y las paredes da como resultado brechas caóticas, depositadas en el piso del pasaje de la cueva.

Cuando no hay colapso, o es parcial, los esfuerzos en los pasajes de la cueva producen brechas de agrietamiento y de mosaico en el techo de las cuevas, en las paredes y en las columnas, acomodando contiguamente los derrumbes.

Los dos tipos de brechas son muy similares: en la brecha de agrietamiento, la roca ha sido fuertemente fracturada formando fracturas muy finas (micrómetros) que separan los clastos en la brecha; y en las brechas de mosaico, el desplazamiento entre los clastos es mayor (milímetros) y algunos clastos tienen una rotación pequeña evidente. Estos dos tipos de brechas tienen la misma litología de las rocas fracturadas (techo, paredes y columnas). Las brechas de derrumbe y los

sedimentos (brechas caóticas, caóticas ricas en matriz, sedimentos finos o gruesos de relleno de caverna, etc.) que representan el colapso de las paredes o techos de la caverna, o bien su relleno por sedimento en el nivel freático, son formados por diferentes litologías o litoclastos, dependiendo de su origen.

Los criterios modernos en el estudio de las fábricas de las brechas y la petrología han sido descritos por: Kerans (1989, 1990, 1993), Loucks y Hanford (1992), Loucks y Mescher (1997, 2001), Loucks (1999), Lucia (1992) y Lucia *et al.*, (1996). Aunque los criterios de Kerans, Loucks y Lucia tienen significados e interpretación muy similares, Loucks (1999) emplea el nombre de paleocuevas con el mismo significado que paleokarst. Para el objetivo de este trabajo de investigación se siguieron los conceptos de Loucks (1999) y Loucks y Mescher (2001) para la descripción de los afloramientos en la plataforma de Actopan, porque son conceptos muy claros y prácticos, que comparados con los criterios descriptivos de Kerans y Lucia, son más amplios.

Los criterios de Loucks (1999, 2001a, 2001b), Loucks y Handford (1992), Loucks y Mescher (1997, 2001) se basan en los estudios de varios paleokarsts colapsados, entre ellos los del Ordóvicio Inferior, que forman yacimientos de hidrocarburos: como los de las unidades Ellenburger, Arbuckle, y Knox. Estos paleokarsts han sido comparados con las características de los karsts modernos en varios sistemas geomorfológicos, como Blanchard Springs Caverns y Ennis Cave en el norte de Arkansas, Mammoth/Flint Ridge system en Kentucky y Longhorn Cavern e Ynner Space Cavern, en el centro de Texas.

Para describir las características de los sistemas kársticos modernos y antiguos, Loucks (1999) propuso un sistema ternario de clasificación de brechas y depósitos clásticos del relleno en sistemas kársticos. La clasificación exhibe las relaciones entre “brecha de agrietamiento”, “brecha caótica”, y “sedimentos de relleno de caverna”. En la figura 10 se presenta esta clasificación.

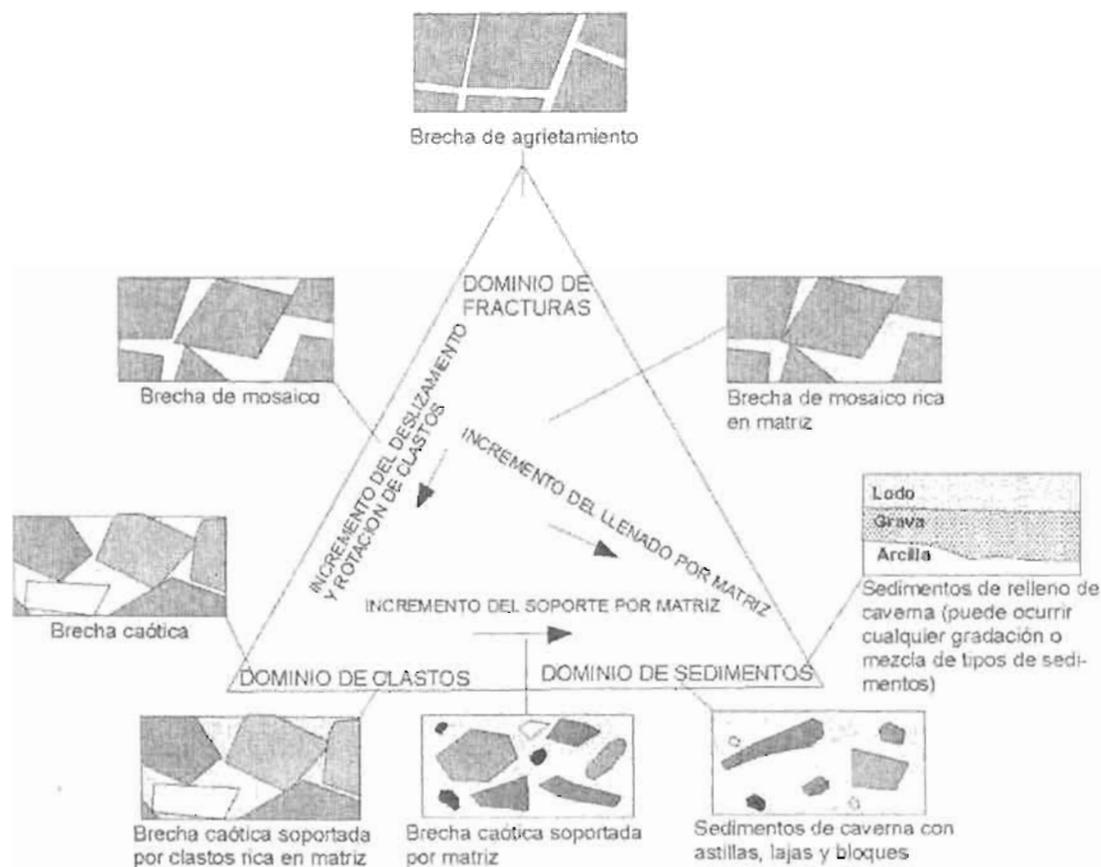


Figura 10. Clasificación de las brechas y depósitos clásticos en un sistema kárstico o paleokárstico (Loucks, 1999).

Para el propósito de este trabajo de investigación se emplea la siguiente traducción de las definiciones propuestas por Loucks (1999):

“Crackle breccia”-----Brecha de agrietamiento

“Mosaic breccia”-----Brecha de mosaico

“Chaotic breccia”-----Brecha caótica

“Matrix-rich, clast supported, chaotic breccia”--Brecha caótica, rica en matriz soportada por clastos

“Matrix-supported, chaotic breccia”-----Brecha caótica, soportada por matriz

“Cave sediment with chips, slabs and blocks”--Sedimentos de caverna con astillas, lascas y bloques

“Cave sediment fill (any mixture or grading of sediment types can occur)”--

--Sedimentos de relleno de caverna (puede ocurrir cualquier mezcla o gradación de tipos de sedimentos)

“Matrix-rich, mosaic breccia”-----Brecha de mosaico rica en matriz

La sección de Dengandho (Figura 11) nos muestra una exposición del paleokarst de casi 70 m de anchura y un espesor estratigráfico de 150 m. Está compuesta por cuatro zonas: (A) pilar, (B) brechas, (C) pasaje vertical de una chimenea y (D) cubierta del paleokarst y rocas no karstificadas (equivalentes estratigráficos laterales de las brechas del paleokarst).

Zona A: Consiste principalmente de brechas de agrietamiento y en mosaico. Estas rocas pueden corresponder a una pared de una cueva, o posiblemente a un pilar.

Zona B: Esta zona es la más característica en la sección y está compuesta por seis tipos de brechas descritos por Loucks (1999): (1) brecha caótica; (2) brecha caótica soportada por elastos rica en matriz; (3) brecha caótica soportada por matriz; (4) sedimentos de caverna con astillas, lascas y bloques; (5) sedimentos de relleno de caverna y (6) brecha de mosaico con matriz abundante.

Zona C: Su geometría y posición estratigráfica sugieren que esta zona es parte del pasaje vertical de una chimenea.

Zona D: Corresponde a 170 m de facies no afectadas por el paleokarst (con *Toucasia* sp., miliólidos, caprinidos y *Chondrodonta* sp.) y son equivalentes estratigráficamente a las rocas afectadas por el paleokarst. Incluye la parte superior de la columna (arriba de 150 m) y consiste de 20 m de capas de wackestone de *Toucasia* sp., cubriendo a los sedimentos del paleokarst.

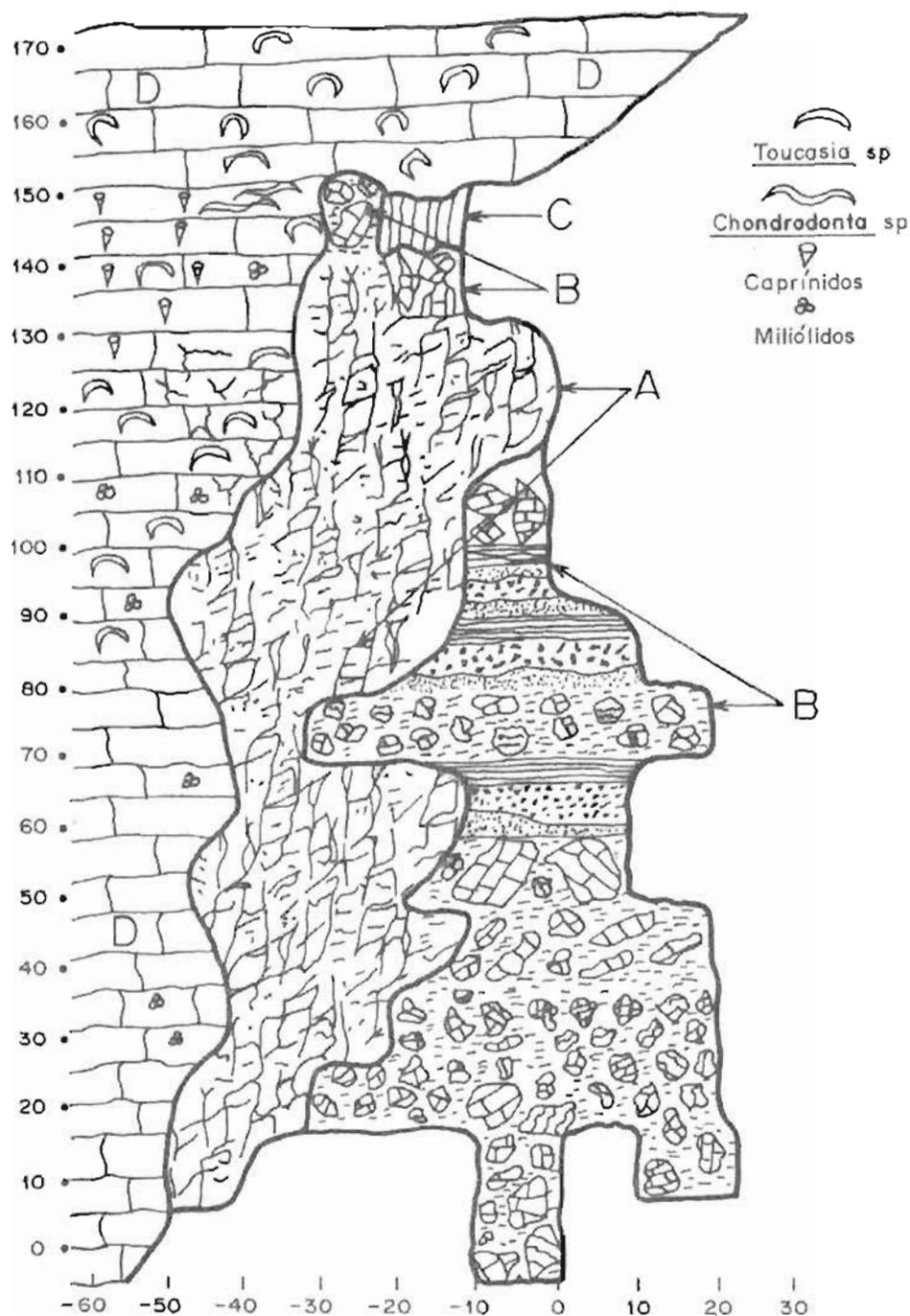


Figura 11. Sección Dengandho del paleokarst de la plataforma de Actopan ilustrando: (A) pilar, (B) brechas y relleno del paleokarst, (C) pasaje vertical de una chimenea del paleokarst; estas tres zonas tienen aspecto masivo, su color es gris claro a gris oscuro. La zona (D) de rocas no karstificadas equivalentes lateral y estratigráficamente a las paleokarstificadas, junto con la cubierta del paleokarst en la parte superior.

El afloramiento de la sección Dengandho (Figuras 9 y 11) donde están muy bien expuestas las rocas y con un intemperismo bajo, permitió tener la mejor calidad de muestras para la observación de la petrología y fábricas directamente en el campo, y para estudiar la petrografía, la paleontología y la geoquímica. Los afloramientos se marcaron de acuerdo con sus coordenadas y con los números progresivos de muestras con las siglas cvk-(más número de muestra) más (coordenadas).

A continuación se ilustran los detalles de los afloramientos donde se tomaron las muestras de las brechas, sedimentos y de la cubierta del paleokarst, para los estudios antes citados. Se inicia la descripción de las brechas y sedimentos de relleno del paleokarst en la parte estratigráfica más antigua de la sección. Se pintaron en algunos afloramientos unas flechas que indican la parte estratigráfica joven de la sección y del afloramiento ilustrado. En todos los afloramientos la escala es un cincel de 24.5 cm de longitud.

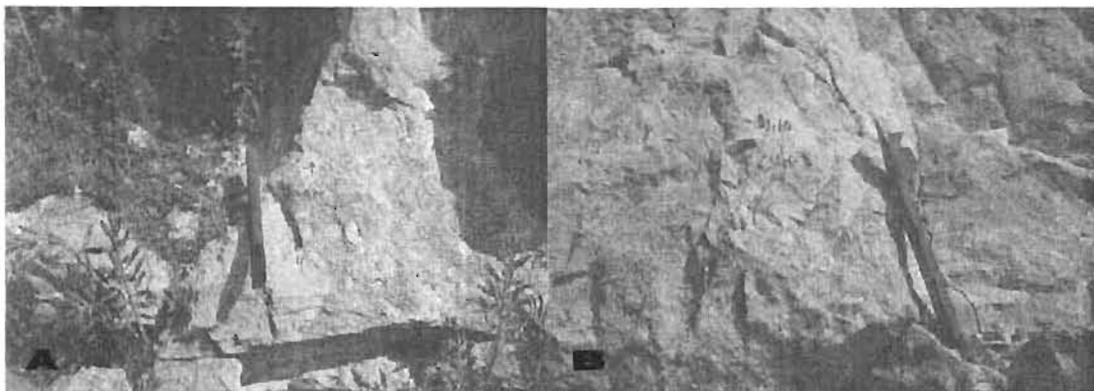


Figura 12. Afloramientos cvk 7 (0, 0) y cvk 8 (-10, 10). (A) cvk 7: Brecha caótica con clastos soportados en la matriz. (B) cvk 8: Brecha caótica con clastos soportados en la matriz.

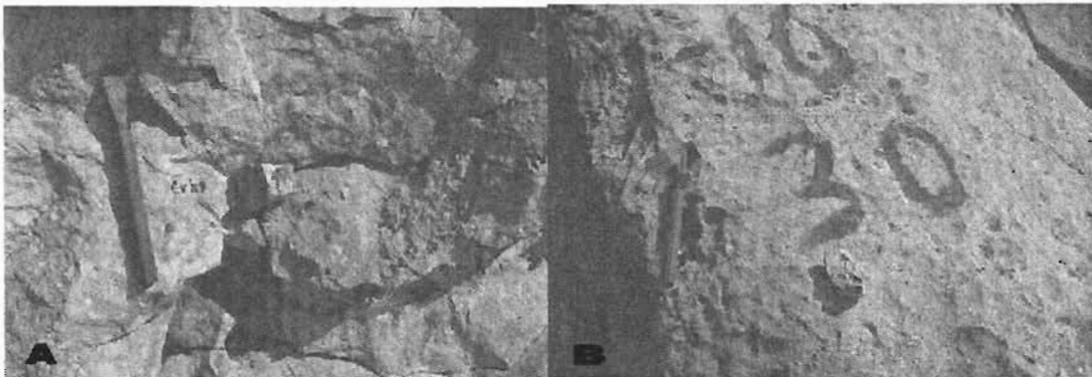


Figura 13. Afloramientos cvk 9 (-10, 20) y cvk 10 (-10, 30). (A) cvk 9: Brecha caótica soportada por matriz. (B) cvk 10: Brecha caótica soportada por matriz.

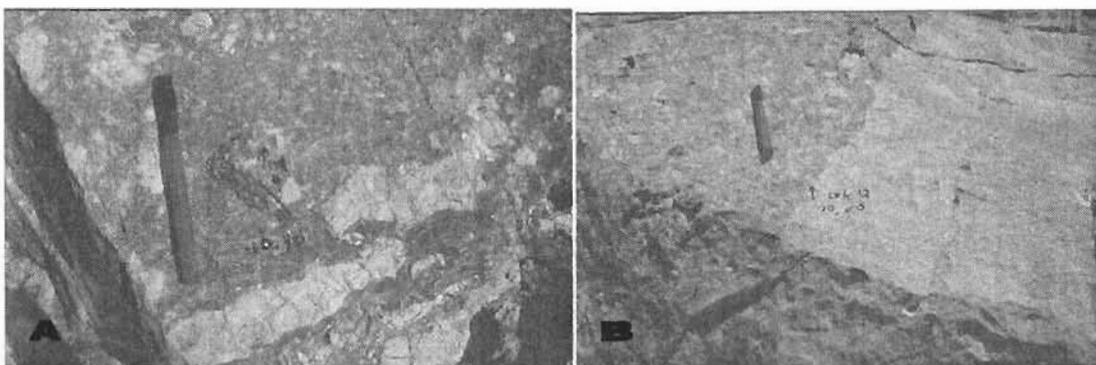


Figura 14. Afloramientos cvk 11 (-10, 40) y cvk 12 (-10, 50). (A) cvk 11: Sedimentos de caverna con astillas, lascas y bloques; las lascas son hasta de 40 cm de longitud, suspendidas en la matriz. (B) cvk 12: Sedimentos de caverna con astillas, lascas y bloques; los bloques son alargados de más de 1 m (parte de una capa) y perpendiculares a la inclinación local. El cincel con la punta orientada hacia la parte joven de la sección.

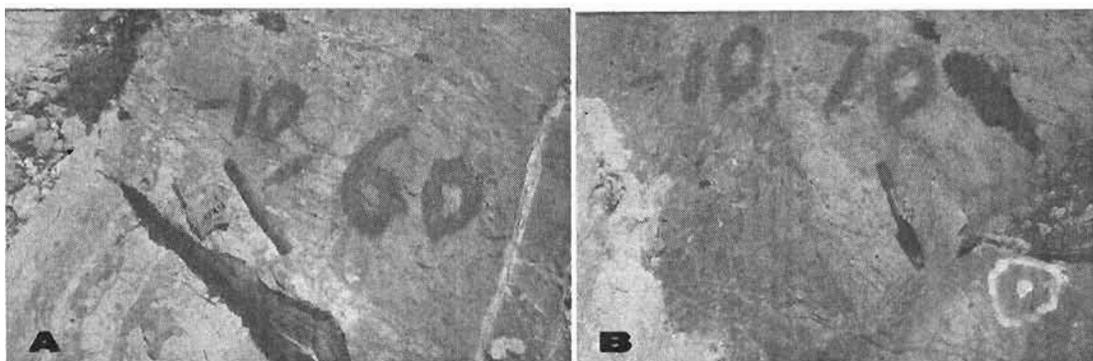


Figura 15. Afloramientos cvk 13 (-10, 60) y cvk 14 (-10, 70). (A) cvk 13: Sedimento gravoso de relleno de caverna. (B) cvk 14: Brecha caótica soportada por matriz.

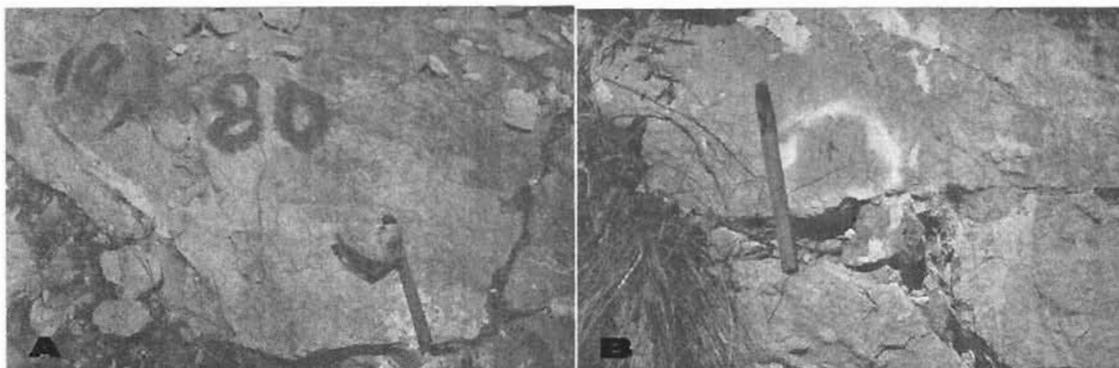


Figura 16. Afloramientos cvk 15 (-10, 80) y cvk 16 (-10, 90). (A) cvk 15: Sedimento gravoso de relleno de caverna. (B) cvk 16: Sedimento limoso de relleno de caverna.

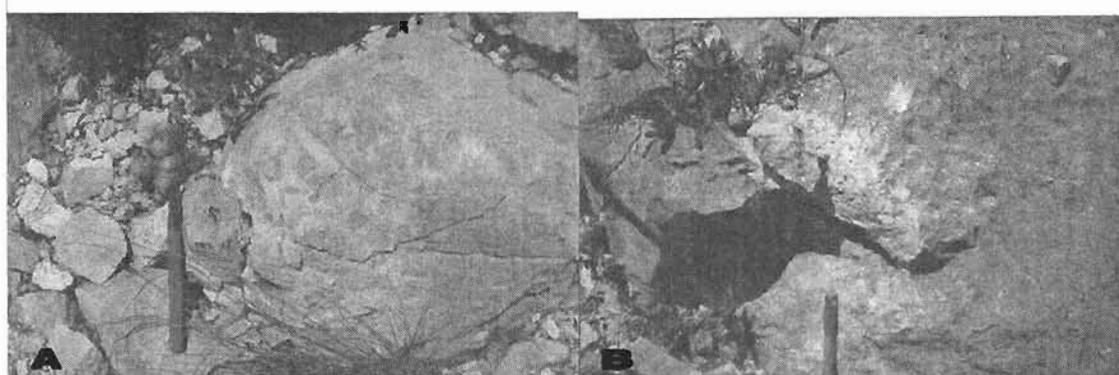


Figura 17. Afloramientos cvk 17 (-10, 100) y cvk 18 (-10, 110). (A) cvk 17: Brecha de mosaico rica en matriz (tiene sombras de laminación). (B) cvk 18: Brecha caótica.

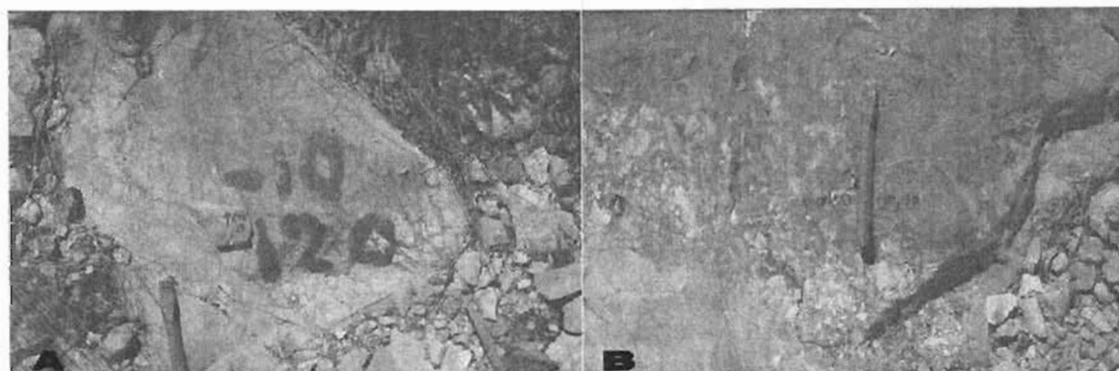


Figura 18. Afloramientos cvk 19 (-10, 120) y cvk 20 (-10, 130). (A) cvk 19: Brecha de mosaico. (B) cvk 20: Brecha caótica soportada por clastos rica en matriz relleno un hueco entre dos bloques.



Figura 19. Afloramiento cvk 21 (-10, 140). Sedimento de relleno de caverna con astillas, lascas y bloques. El afloramiento se encuentra a 3 m de la chimenea.



Figura 20. Afloramiento cvk 22 (-20, 150). Corresponde a un wackestone de *Toucasia* sp. con bandas de pedernal negro de la Formación El Abra no afectada por el paleokarst.

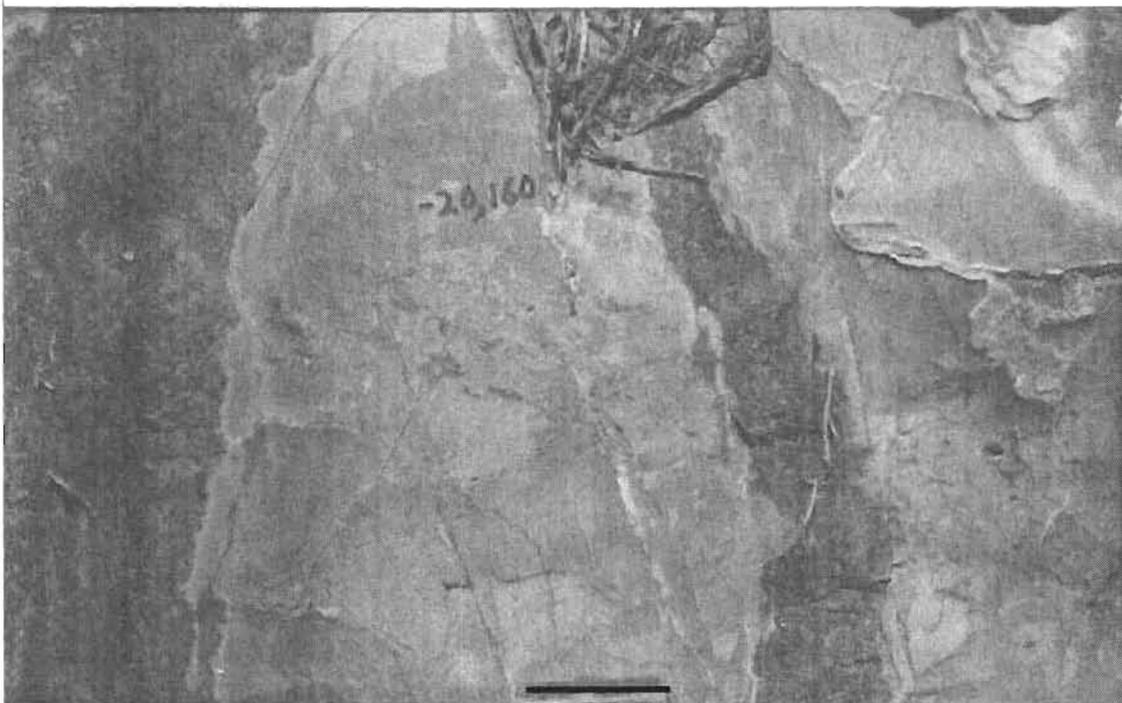


Figura 21. Afloramiento cvk 23 (-20, 160). Corresponde a un wackestone de *Toucasia* sp. con bandas de pedernal negro de la Formación El Abra no afectada por el paleokarst. Escala gráfica 10 cm.

La interpretación sobre cuál fue la historia de evolución de exposición subaérea del paleokarst, sólo puede ser hecha a partir de la Zona D, que está formada por las rocas no karstificadas (con *Toucasia* sp., miliólidos, caprinidos y *Chondrodonta* sp.), y que son un equivalente estratigráfico lateral de las rocas afectadas por la paleokarsticidad (Figura 11).

La exposición subaérea del paleokarst de la Plataforma de Actopan en la sección de Dengandho muestra que la base estuvo formada por sedimentos de perimarea (observados en la sección Boxaxni, con laminación de algas cianofíceas, yeso y algunas estructuras de desecación). Los primeros 85 m de la base de la columna, corresponden a wackestone de pellets y algunos miliólidos; de entre 85 a 125 m se tiene un wackestone con algunas toucasias; estas facies son evidencias de que las condiciones fueron de submarea. Entre 125 y 145 m, se observa un wackestone de caprinidos con algunas toucasias, estas facies sugieren que las condiciones fueron todavía más someras, posiblemente de intermarea; y hacia la cima (entre 145 y

150 m) aparecen unas conchas grandes de *Chondrodonta* sp. (hasta 30 cm de longitud) que coexisten con algunos caprinidos (Figuras 22 y 23), esto muestra que las condiciones fueron aún más someras, posiblemente de algunos centímetros en el tirante de agua. Después hubo una mayor emergencia y sucedió la exposición subaérea que dio origen en primer lugar a la formación del pasaje vertical de una chimenea (zona C) por la que percolaron aguas meteóricas que iniciaron el proceso de karstificación de las rocas formando las brechas de las zonas A y B.

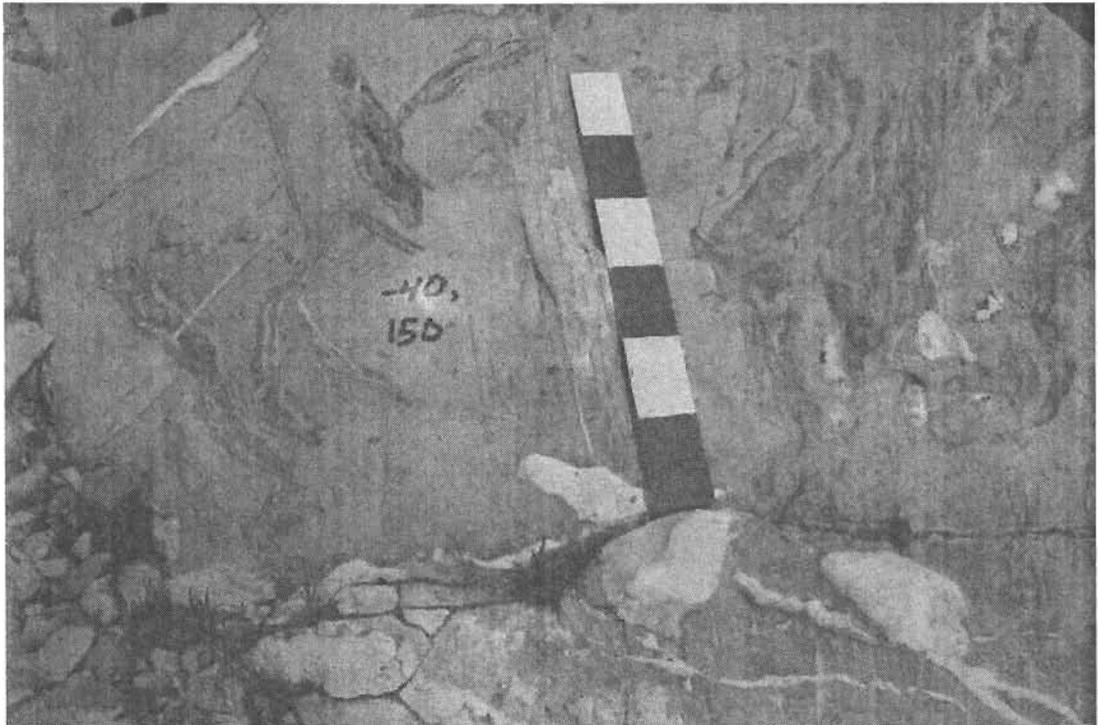


Figura 22. Facies de wackestone de *Chondrodonta* sp. no afectados por el paleokarst. Cota -40, 150. Escala 30 cm.

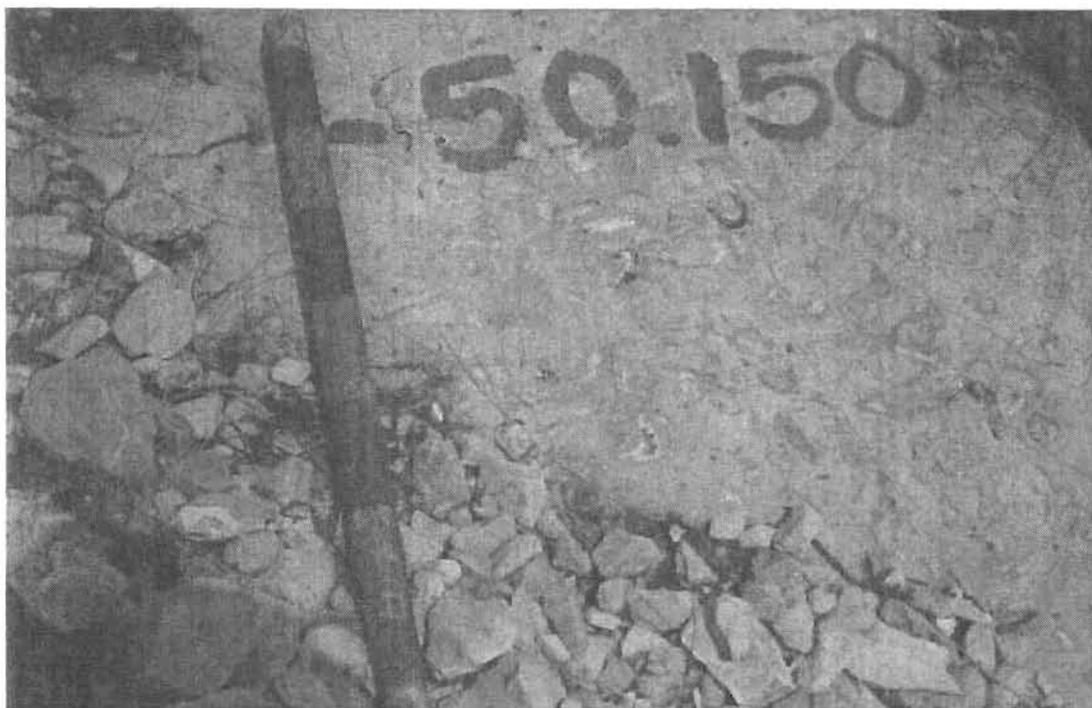


Figura 23. Facies de wackestone de caprínidos no afectadas por el paleokarst. Cota -50, 150. Escala 70 cm.

Después del periodo de exposición subaérea, las capas de *Chondrodonta* sp. y caprínidos, así como la chimenea vertical y unas brechas laterales a la chimenea, fueron cubiertas por wackestone con *Toucasia* sp. en un ambiente de submarea. Hay cuatro etapas de evolución en un sistema de karst: 1) inicial, 2) juvenil, 3) madura y 4) senil (Esteban y Wilson, 1993). En la etapa madura del karst se desarrolla una zona de percolación, con pasajes y chimeneas verticales, con una sedimentación intensa, con el colapso de las estructuras y también puede haber diferentes niveles de cavernas, junto con la oscilación del nivel freático, la cual a veces es difícil de distinguir en los paleokarsts. El tiempo geológico para formar un estado de madurez en un karst puede variar entre los 10, 000 y 100, 000 años y hasta 1, 000, 000 de años. Vacher y Rowe (1997) y Moore (2001) consideran que en una secuencia deposicional de tercer orden, sin una influencia tectónica fuerte y un leve descenso del nivel del mar, son suficientes 50, 000 años para el desarrollo de un karst y para generar una profundidad relativa considerable del mismo. En esto también coincide Loucks (1999), quién además señala que el karst puede alcanzar los caracteres de madurez en ese mismo lapso.

La deformación estructural moderada de las rocas cretácicas del centro y este del Estado de Texas permitió a Vierbuchen y Oestmann (1987) calcular por medio de estratigrafía sísmica, paleontología y datos del subsuelo en el este de Texas, que en el Cretácico ‘medio’ hubo un descenso del nivel del mar del orden de los 60 a 100 m. Es posible que el evento texano sea el mismo que influyera en la formación del paleokarst de Actopan.

Las superficies de las discordancias en el registro geológico pueden ser reconocidas por los contactos abruptos y contrastantes de diferentes litologías y sus fósiles, por las “oyster plasters” (‘semejantes a bancos de ostreídos’) (*Chondrodonta* sp.) o por la formación de brechas de disolución y colapso, y la presencia de dolinas y chimeneas verticales (Esteban y Wilson, 1993).

En la Sección de Dengandho, entre las capas de wackestone de *Chondrodonta* sp. y caprínidos, y las capas con wackestone de *Toucasia* sp. que los cubren, no existe algún conglomerado o brecha (Figura 11). Lateralmente en la parte estratigráfica superior del paleokarst, el wackestone de *Toucasia* sp., cubre los 5 m de brechas formadas por sedimentos de relleno de caverna con astillas, lajas y bloques, de la cima del paleokarst (zona B) y también a la chimenea vertical.

La evolución del paleokarst de Dengandho interpretada a partir de las fábricas de las brechas (Figura 11) permite deducir lo siguiente:

- 1) La zona D de 0-150 m de espesor estratigráfico, y con una edad del Albiano, representa la columna original de rocas no afectadas por el paleokarst y equivalente a las brechas de las zonas A y B, así como de la chimenea C.
- 2) La zona A formada fundamentalmente por brechas de agrietamiento y brechas de mosaico de 130 m de espesor estratigráfico, dada su continuidad y posición geométrica, puede corresponder a una pared y parte del techo de una paleocueva o a un pilar.
- 3) La zona C por su posición estratigráfica en la parte superior del paleokarst y forma oval, sugiere que es parte del pasaje vertical de una chimenea.
- 4) La zona B es la más característica en la sección del paleokarst, porque representa el relleno y por lo tanto, la evolución de la sedimentación y del paleoacuífero asociado al paleokarst. Está compuesta por seis tipos de brechas

ya descritas anteriormente (Figura 11). El espesor estratigráfico de 0-30 m está formado por brechas caóticas soportadas por matriz; en los 40 m hay una brecha, con clastos alargados de 40 cm, soportada por matriz; en los 50 m hay sedimentos de relleno de caverna con astillas, lajas (fragmentos de capas) y bloques de más de 100 cm (capas originales completas). Las brechas caóticas, las brechas con clastos alargados (partes de una capa) y los sedimentos de relleno de caverna con astillas, lajas y bloques, son los productos característicos de los derrumbes y colapsos de los techos y paredes de paleocuevas. En los 60 m del corte estratigráfico hay un sedimento de relleno gravoso, este tipo de relleno se puede formar en los pasajes de las paleocuevas por transporte de sedimentos que se originan dentro o fuera de la cueva. En la cota 70 de la columna vuelven a ocurrir unas brechas soportadas por matriz, muy similares a las descritas en las cotas estratigráficas de 0-30 m, que pueden ser también parte de los derrumbes y colapsos. En los 80-90 m las rocas cambian a sedimentos limosos de relleno de caverna y sedimentos laminares también de relleno de caverna. Este tipo de sedimentos se puede depositar por tracción o suspensión en los distintos niveles de los pasajes vadosos o freáticos y puede ser el contacto entre las zonas vadosa y freática (probablemente aquí ocurrió el nivel freático principal del paleoacuífero o uno de ellos). En la cota estratigráfica 100 m hay laminaciones muy alteradas por fracturas tectónicas. En la cota 110 m hay una brecha caótica sin matriz que puede representar el derrumbe cercano de una parte de la brecha de mosaico que se encuentra inmediatamente arriba de ella en la cota 120 m, y por ese motivo no tiene matriz (un derrumbe muy cercano a un techo). En la cota estratigráfica 130 m hay una brecha soportada por clastos rica en matriz rellenando un espacio entre dos grandes bloques fracturados, que se encuentra debajo del pasaje vertical de la chimenea (cota 140 m); lateralmente a la posición de la chimenea, hay un cuerpo de sedimentos gruesos de relleno de caverna con astillas, lajas y bloques.

- 5) La zona D de los 0-150 m de espesor estratigráfico, representa la columna original de rocas del Albiano no afectadas por el paleokarst, equivalente a las

brechas de las zonas A y B, así como de la chimenea C. También comprende a las capas de *Toucasia* sp. de los 150-170 m, que cubren a la columna original no paleokarstificada, a las brechas de la cota 140 m y al pasaje vertical de la chimenea.

3.3 RECONSTRUCCIÓN DE LA SECCIÓN TRANSVERSAL DEL PALEOKARST

La forma geométrica de la sección transversal de las paleogalerías de disolución y su relleno por brechas y sedimentos en algunos paleokarsts del Paleozoico en América del Norte, es como la de un “hongo invertido”, sobre todo de aquellos en los que se conoce la posición de la chimenea, donde ésta precisamente la pata del hongo.

Un ejemplo clásico de esta geometría es el estudio de Lucia (1996) en rocas del Paleozoico inferior en las Montañas Franklin, del oeste de Texas.

Lindsay y Koskelin (1993) en las rocas del Grupo Arbuckle en el sur de Oklahoma, también describen una forma geométrica de un hongo invertido del paleokarst en la Dolomía Roger del Pensilvánico.

El paleokarst de Dengandho se encuentra expuesto parcialmente, porque su base no aflora y su porción derecha (noreste) está cubierta, pero se puede hacer una reconstrucción idealizada de la forma de la paleogalería.

La Figura 24 es una restauración que muestra en la porción sureste del afloramiento (lado izquierdo) los datos reales y en la parte noreste (lado derecho) los datos reconstruidos. Se puede hacer la consideración anterior debido a que las chimeneas en la mayoría de los paleokarsts están situadas en el centro de una paleogalería, (Lucia, 1996, Lindsay y Koskelin, 1993) lo mismo que en los karsts modernos (White, 1969), por lo que la parte oculta del afloramiento de Dengandho puede reconstruirse con una simetría similar a la de la parte que aflora. El paleokarst de la Sección Dengandho puede tener una forma similar a la de un ‘hongo invertido’, la pata del hongo es la chimenea y corresponde con la Zona C mostrada en las Figuras 11 y 24.

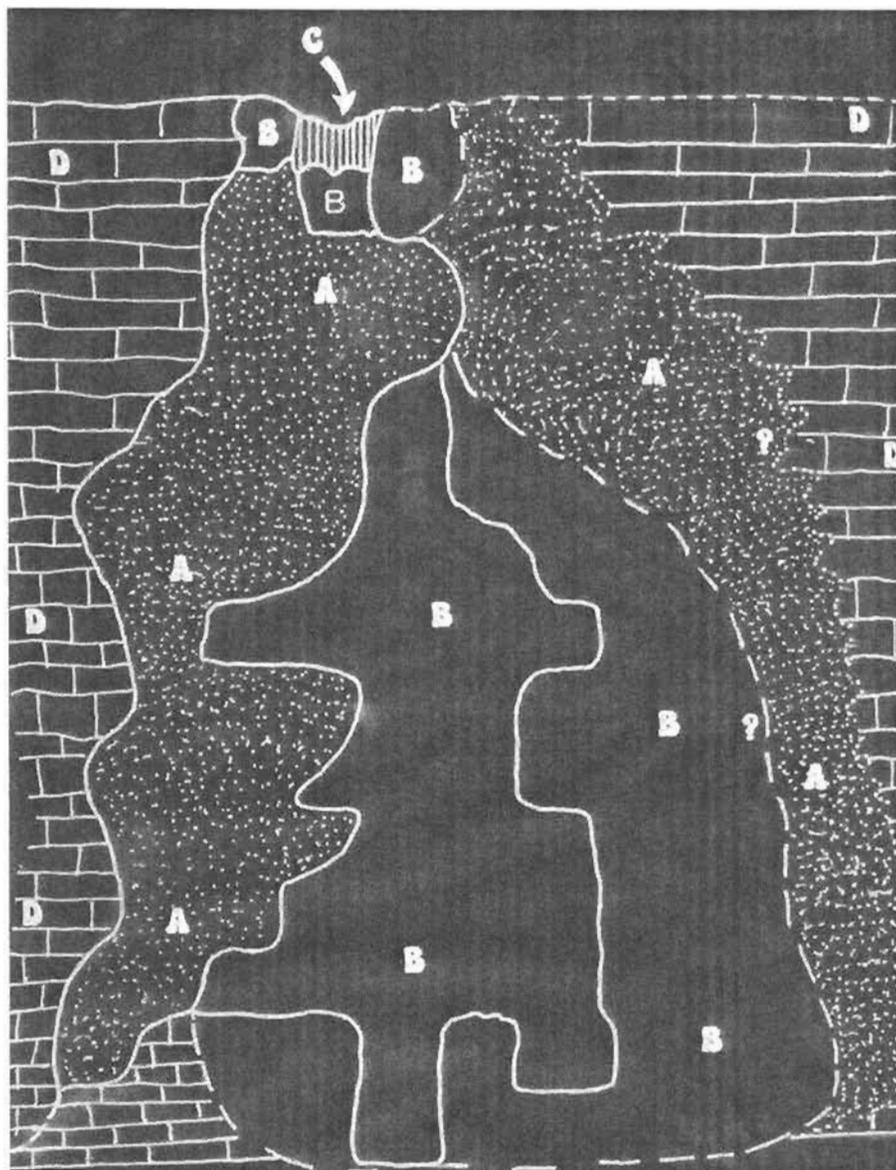


Figura 24. Restauración de una galería del paleokarst en la plataforma de Actopan de la Sección Dengandho. Aproximadamente la mitad izquierda del dibujo (sureste) está basada en datos reales del afloramiento ilustrado en la Figura 11. Los datos del lado derecho son una reconstrucción idealizada de las rocas no expuestas a un lado (noreste) del afloramiento. (A) pilares y techo mostrados con puntos, (B) brechas y relleno del paleokarst en negro, (C) pasaje vertical de la chimenea del paleokarst en 'azure' vertical, y la zona (D) calizas no karstificadas equivalentes estratigráficamente a las paleokarstificadas, con la simbología de tabiques. La comunicación entre (C), la (B) 'delgada' de brechas debajo del pasaje vertical y la galería queda detrás o entre el techo en (A). La forma del paleokarst de 'hongo invertido' con el pasaje vertical arriba. Escala horizontal aproximada 120 m y vertical 150-160 m.

3.4 CORRELACION CON OTROS PALEOKARSTS EN LA PROVINCIA GEOLÓGICA DEL GOLFO DE MÉXICO.

Carrasco (2003) correlaciona los eventos de exposición subaérea que ocurrieron en rocas carbonatadas del Albiano-Cenomaniano en el subsuelo de la plataforma de San Marcos en Texas, en la plataforma de Córdoba en México y en el oriente del Golfo de México en el 'Jordan Knoll'. Este autor propone la correlación de las tres áreas con el paleokarst de la plataforma de Actopan, en la Sección Dengandho. En el anexo IV se encuentra el detalle en el artículo completo.

En los archivos del Instituto Mexicano del Petróleo hay dos informes geológicos, uno elaborado por Aguayo *et al.* (1979) sobre el área Reforma-Villahermosa y el otro por Basañez *et al.* (1981) del área Reforma-Jalpa, en los cuales se trata la evolución tectónico-sedimentaria de ambas áreas durante el Cretácico.

Aguayo *et al.* (1979) identificó que las rocas de plataforma del Albiano y Cenomaniano se erosionaron total o parcialmente, siendo cubiertas posteriormente por sedimentos del Paleoceno o Cretácico Superior. Esos autores proponen la siguiente manera:

a) En el Cretácico Temprano se desarrolló una plataforma marina somera de pendiente suave y sensiblemente inclinada hacia el noreste, por lo que el espesor de los estratos se incrementa en esa misma dirección. Los ambientes sedimentarios someros están situados en la porción suroccidental y los más profundos en la nororiental, lo cual coincide regionalmente con la inclinación de la plataforma. b) Durante el Cretácico "medio", los movimientos tectónicos continuaron debido a esfuerzos compresionales provenientes del noreste; la plataforma marina se inclinó en posición opuesta a su posición durante el Cretácico Temprano, es decir hacia el suroeste, debido a los levantamientos del área en su porción noreste. El espesor de los estratos se incrementó en ese mismo sentido y la sedimentación que fue sensible a estos movimientos, varió de intermarea en planicie de mareas, a inframarea somera en ambiente lagunar. c) La planicie de mareas estuvo expuesta intermitentemente, los sedimentos carbonatados se cementaron rápidamente y, a su vez, se erosionaban y disolvían por influjo de agua meteórica, creándose superficies

kársticas y de paleocaliche. d) Durante el Cretácico Tardío los bloques que constituían el basamento, cabalgaron hacia el suroeste. En la Figura 25 se muestran las provincias sedimentarias del Cretácico “medio” y Superior en el área Reforma-Villahermosa, junto con la zona expuesta a erosión en el Cretácico Tardío.

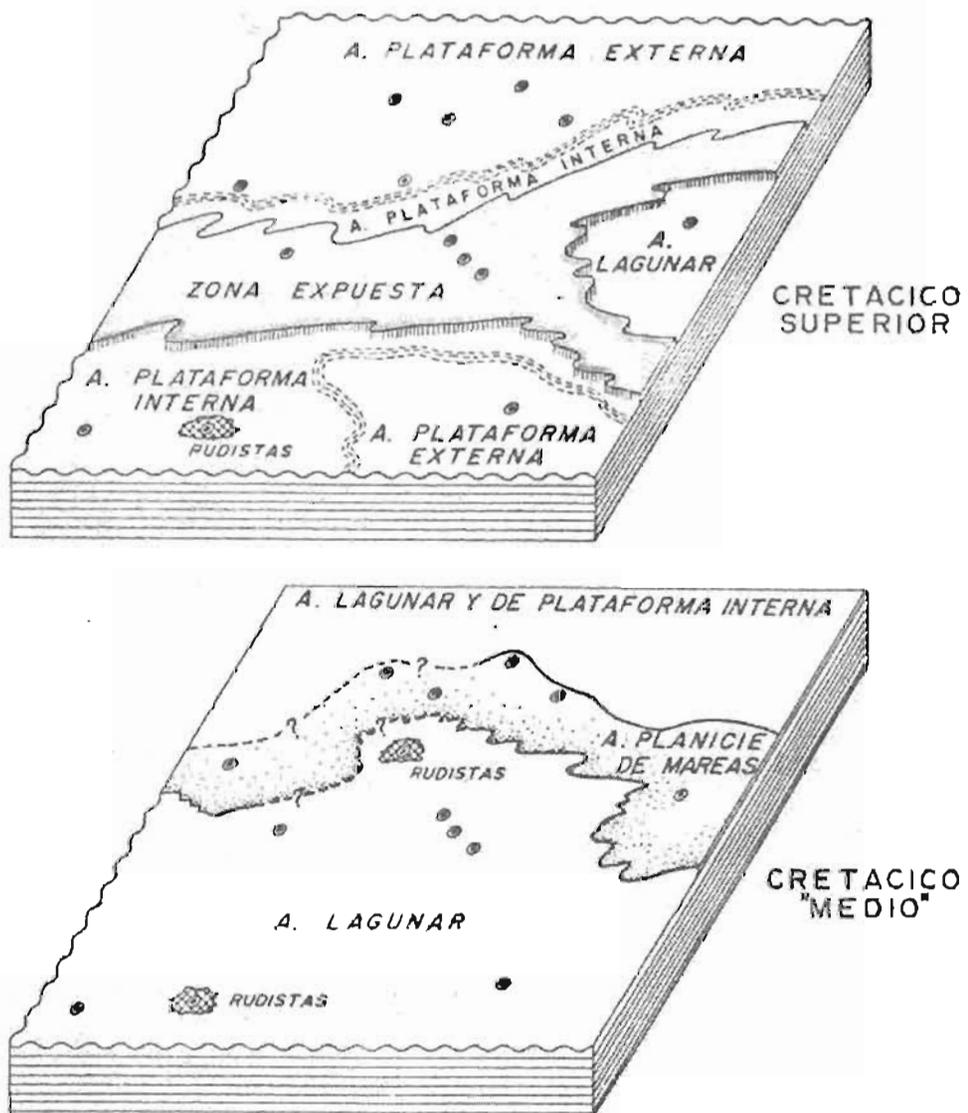


Figura 25. Provincias sedimentarias del Cretácico “medio” y Tardío en el área Reforma-Villahermosa, junto con la zona expuesta a erosión en el Cretácico Tardío. Tomada de Aguayo *et al.* (1979).

CAPÍTULO IV

4.0 PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS BRECHAS Y SEDIMENTOS DEL PALEOKARST

4.1 COMPOSICIÓN DE LOS LITOCLASTOS

Los litoclastos son uno de los componentes importantes en el paleokarst de la Sección de Dengandho, “Litoclastos” se emplea aquí en el sentido de definición de Folk (1962), es decir: fragmentos de roca carbonatada, litificados o en un estado avanzado de diagénesis, que son desprendidos y depositados sin tener un transporte significativo con respecto a su lugar de procedencia local. En Dengandho los litoclastos se originaron como parte de la formación del paleokarst y representan el relleno de las paleocuevas, ya sea como derrumbes, colapsos o en el transporte subacuoso. La composición de los litoclastos es diversa y su tamaño varía desde grandes bloques (capas completas), centímetros y milímetros, y hasta algunos micrómetros; sus bordes generalmente son angulosos a subangulosos, siendo escasos los subredondeados (Figura 26).

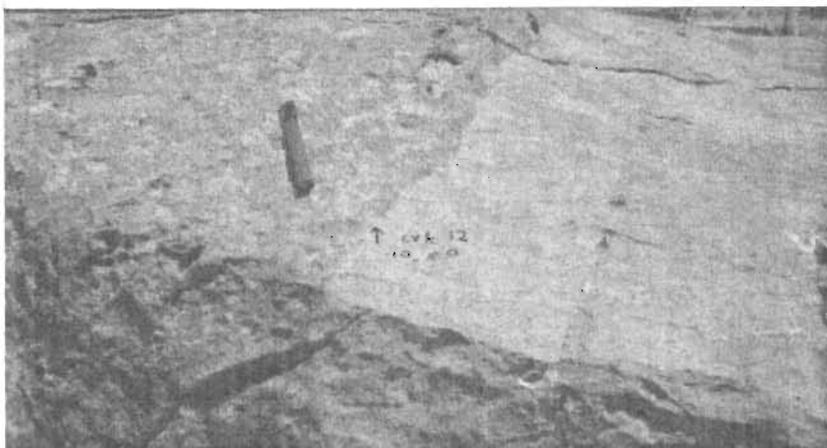


Figura 26. Afloramiento cvk 12 (-10, 50) mostrando los sedimentos del relleno en la caverna con astillas, lascas y un bloque alargado (derivado de una capa, situado en la mitad derecha de la fotografía). Hay también fragmentos pequeños del orden de los milímetros. El cincel tiene 24.5 cm de longitud.

En algunos afloramientos, los bloques grandes tienen fantasmas de algunos rudistas, también hay vestigios de estructuras sedimentarias y algunas estilolitas. En el microscopio petrográfico los litoclastos consisten principalmente de dos facies: wackestone peletoides o wackestone peletoides fosilíferos con miliólidos. A veces los miliólidos se encuentran casi completamente desprendidos de su asociación litológica original (pelets y micrita), se muestra un ejemplo de esta litología en la Figura 27.

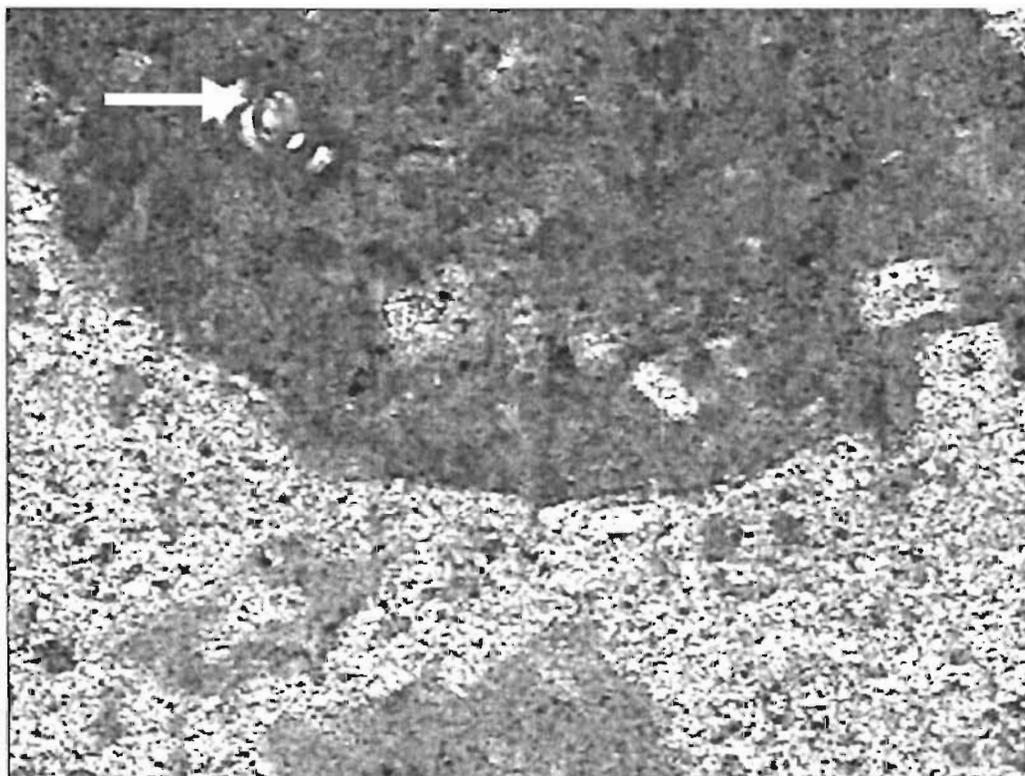


Figura 27. Fotomicrografía de las muestras cvk 1 (00, 20). Se observa parte de un litoclasto formado por wackestone peletoides fosilífero con miliólidos; un miliólido se señala con una flecha blanca horizontal, rodeado por una matriz de microespatita. La longitud del campo horizontal en la fotografía es de 2.5 mm.

4.2 ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS DE RELLENO DEL PALEOKARST

Las características petrográficas del relleno de sedimento en un paleokarst no pueden ser desligadas del contexto textural y de petrofábrica al nivel de afloramiento, pero algunos detalles sólo pueden ser observados al nivel microscópico. La disolución y excavación en un karst moderno o de un paleokarst es un proceso que ocurre cerca de la superficie del terreno. Ahí se inicia la excavación de los pasajes por donde la recarga de agua y sedimentos es superficial y concentrada en las aberturas preexistentes, como las fracturas que se extienden desde las superficies de recarga del agua, y hasta el nivel freático y terminan en las áreas de descarga, como los manantiales. Los pasajes en los sistemas modernos de cavernas pueden ser llenados con sedimentos (litoclastos), brechas caóticas y/o precipitados químicos (Loucks, 2001); o bien son el producto de alteración o destrucción y selección hidrológica de las brechas formadas por colapso; en realidad las cavernas, funcionan como unas trampas gigantes de sedimentos. El tamaño de los litoclastos que forman el relleno sedimentario en una caverna moderna varía desde peñascos (>25 cm) hasta limo o arcilla, es común el resquebrajamiento de los fragmentos más grandes. El espesor de los rellenos sedimentarios puede ser mayor a los 10 m (Loucks y Handford, 1992) y llenar cientos de metros de los pasajes horizontales o inclinados. En ocasiones se taponan el pasaje, y es cubierto con el sedimento hasta el techo de la caverna. El transporte de los sedimentos y su depósito ocurren tanto en la zona vadosa como en la freática. Los procesos de transporte incluyen suspensión, tracción y mecanismos de flujos masivos de sedimento (Loucks y Handford, 1992). Cuando hay eventos importantes de precipitación fluvial puede entrar un volumen considerable de agua, produciendo un flujo torrencial y transportando gran cantidad de litoclastos de distintos tamaños. Entonces se forman flujos verticales o casi verticales que producen rellenos alrededor de los litoclastos mayores (peñascos o menores). Otro proceso sedimentario ocurre donde hay litoclastos y lodo previamente depositados, los cuales están saturados de agua y son removilizados produciendo depósitos de flujo por gravedad, que pueden ser

inclinados o hasta verticales, dando la apariencia de pequeños ‘flujos de escombros’.

Los rellenos de litoclastos grandes y microscópicos en karsts modernos y en paleokarsts pueden estar intercalados con las brechas a diferentes niveles. El sedimento fino de relleno de caverna puede ocurrir en la base de las depresiones en las cuevas, entre las brechas o en la cima de distintos conjuntos o cuerpos litológicos intercalados (Loucks, 1999, 2001b). La secuencia del relleno no es uniforme y varía de un pasaje a otro, de un nivel a otro, y en ocasiones puede variar hasta dentro de un mismo nivel.

Las estructuras sedimentarias más comunes son las laminaciones paralelas horizontales e inclinadas, estas últimas semejando derrames sobre una superficie (Figura 28); puede haber alineación vertical del sedimento que ya no es una verdadera laminación, sino componentes orientados verticalmente (Figura 29), semejante a escurrimientos, también hay depósitos caóticos con alguna imbricación y gradación, así como estructuras de arrastre (*scour*).

Para mostrar las estructuras sedimentarias de relleno y las fábricas diagenéticas, se tomaron fotografías en dos escalas: una en el rango de centímetros, tomadas directamente de láminas delgadas orientadas de un tamaño de 7.5 X 5.0 cm, iluminadas con un foco incandescente normal, situado atrás de las láminas, y fotografiadas digitalmente con QuickCam; la otra escala corresponde a fotomicrografías del rango de los milímetros y fueron tomadas en un microscopio petrográfico con luz paralela y una cámara digital. Los detalles petrológicos que se describen al nivel de micrómetros generalmente están señalados con una flecha o un paréntesis en la fotomicrografía.

En las siguientes láminas delgadas se señala en una de sus orillas con una flecha vertical la parte superior de la lámina, que corresponde estratigráficamente a la parte joven de la roca, hay marcado también un número que se pintó durante la elaboración de la lámina y que corresponde al número de la muestra, los números digitales en la base indican la fecha de toma de las ilustraciones.

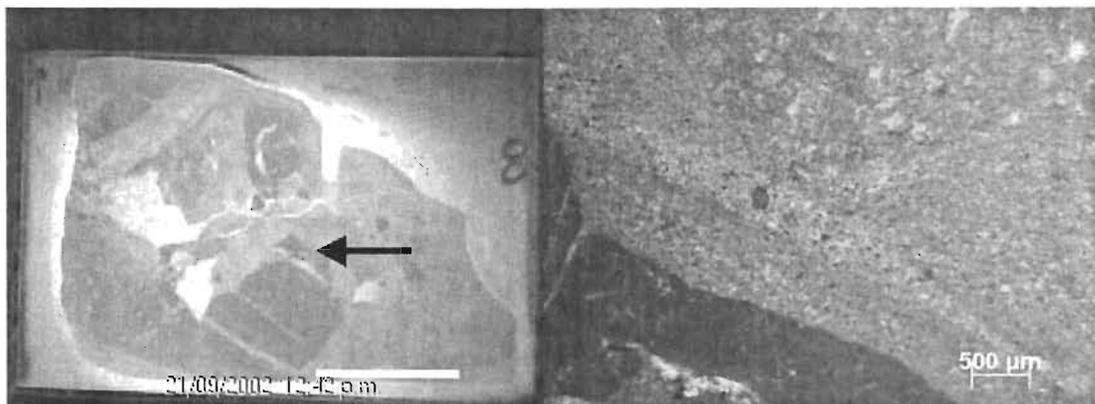


Figura 28. Muestra cvk 8 (-10, 10). Litoclastos, los de mayor tamaño son 2.5X1.5 cm y de 1.0X0.75 cm, en la porción señalada por una flecha horizontal hay una matriz de limo arenoso fino semejando derrames inclinados sobre el litoclasto; escala gráfica 2 cm. En la figura derecha se ilustra el detalle del limo arenoso inclinado sobre el litoclasto, señalado con la flecha.

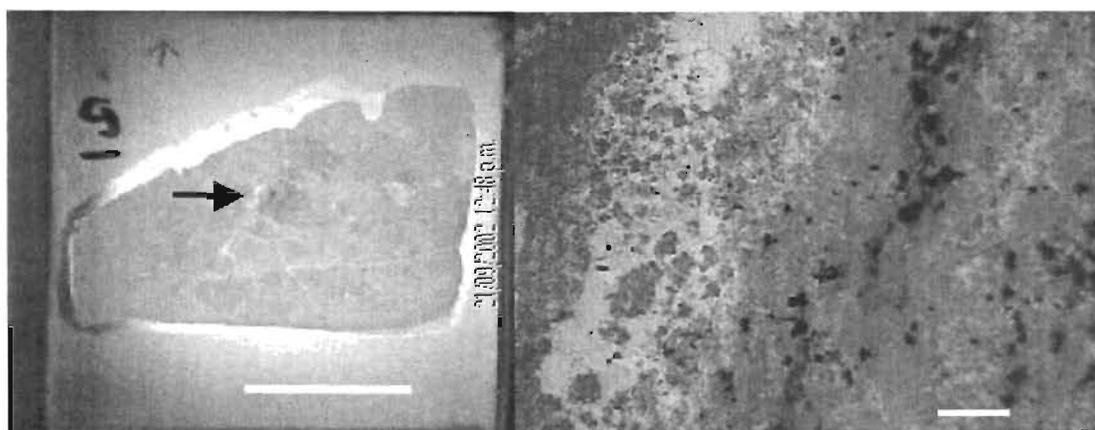


Figura 29. Muestra cvk 9 (-10, 20). Corresponde en su totalidad a un relleno por limo arenoso sucio, con una alineación vertical; escala gráfica 2 cm. Detalle de la porción señalada con una flecha en la fotografía izquierda. Se observa la alineación vertical del sedimento limo arenoso. Escala gráfica 500 μm.

4.3 FÁBRICAS DIAGENÉTICAS

Una fábrica diagenética en una roca o en un sedimento se define como la asociación de los componentes sólidos (litoclastos en el caso de los paleokarsts) del depósito y los componentes diagenéticos; los constituyentes diagenéticos pueden ser los cementantes de calcita, dolomita o sulfatos (Moore, 2001).

4.3.1 TAMAÑO Y REDONDEZ DE LOS LITOCLASTOS

Los litoclastos de la parte estratigráfica más antigua de la Sección de Dengandho, que comprenden las muestras cvk 7 (0, 0) a cvk 15 (-10, 80), se depositaron en la zona paleofreática del paleoacuífero y tienen las siguientes características:

El tamaño de los litoclastos se da en dos rangos, uno a nivel de centímetros, el cual es posible medirlo en las láminas delgadas, y el otro microscópico a nivel de micrómetros.

A nivel megascópico en las láminas delgadas, los litoclastos pueden ser subcuadrados, rectangulares, alargados, triangulares o de formas irregulares, con bordes angulares a subredondeados. El tamaño de los litoclastos varía de 0.5 y más de 3 cm, los litoclastos alargados presentan una orientación preferencial vertical. Los litoclastos a veces se encuentran apoyados entre sí, o bien incluidos en el limo calcáreo peletóide que en muchas ocasiones forma un relleno geopetal (Figura 30). A escala microscópica el origen del sedimento de relleno puede estar constituido por 'litoclastos', o por 'clastos de tipo pelóide', originados por pellets fecales, clastos de lodo calcáreo o granos micritizados (Tucker y Wright, 1990) es difícil asegurar su composición; el tamaño es del orden de las 250 a 800 μm en promedio, compuestos de wackestone peletóide y wackestone peletóide fosilífero, generalmente subredondeados pero puede haber algunos subangulares y angulares.

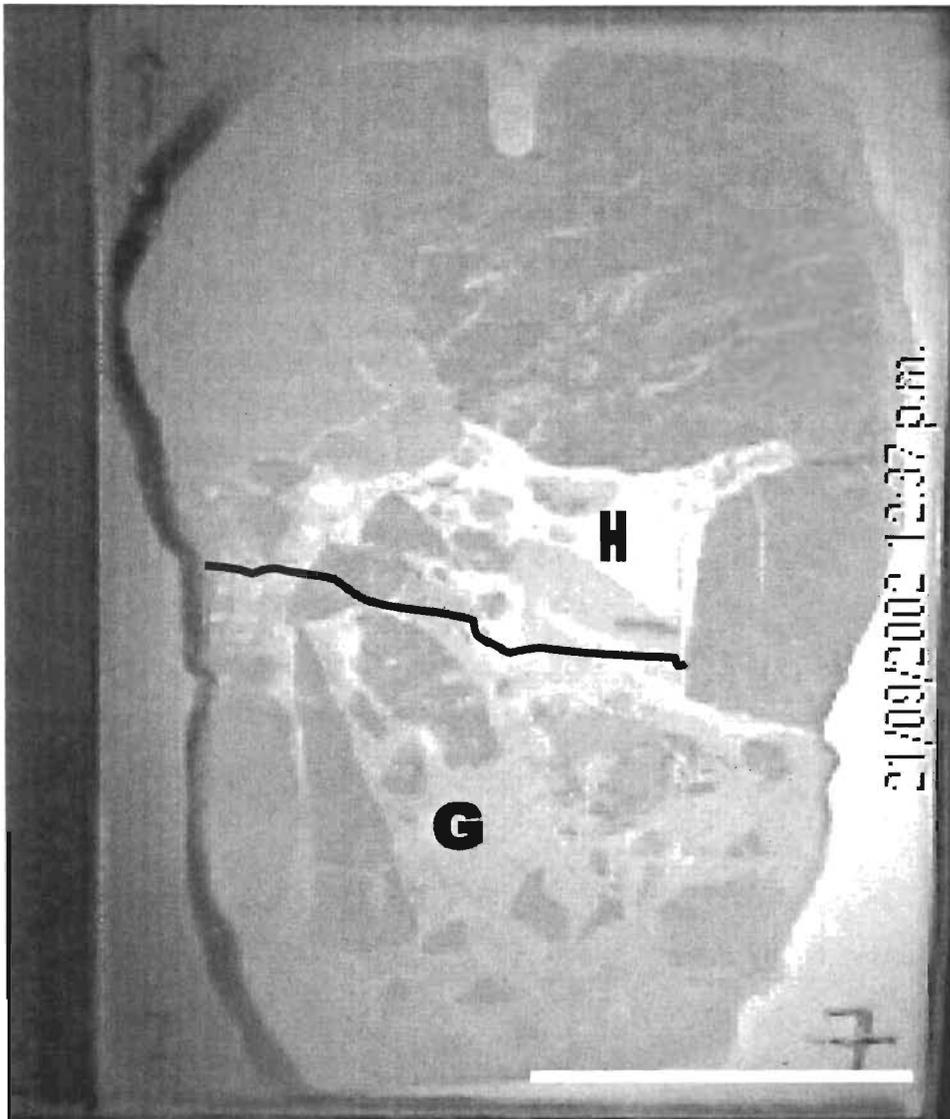


Figura 30. Muestra cvk 7 (00, 00). Detalle de un relleno geopetal. En la parte superior hay litoclastos mayores de 3 cm apoyados entre sí, subangulares a subredondeados. En la mitad inferior de la lámina hay un relleno de sedimento con una estructura geopetal (G), y un hueco superior relleno por cemento de espatita (H); el contacto aproximado se indica con línea irregular entre G y H. Los litoclastos en el relleno geopetal están incluidos en limo calcáreo peletoide, son angulares y subangulares, algunos alargados y orientados verticalmente y otros son casi subcuadrados. Longitud de la barra blanca 2.5 cm.

También hay litoclastos de los 2.5 a 3 cm fracturados por tectonismo antes de haber sido desprendidos de la roca madre (Figura 31), su forma es semirectangular y son subangulares; hay litoclastos rectangulares de 1 cm de

longitud, subredondeados que tienen en su interior fragmentos de conchas de moluscos (Figura 31).

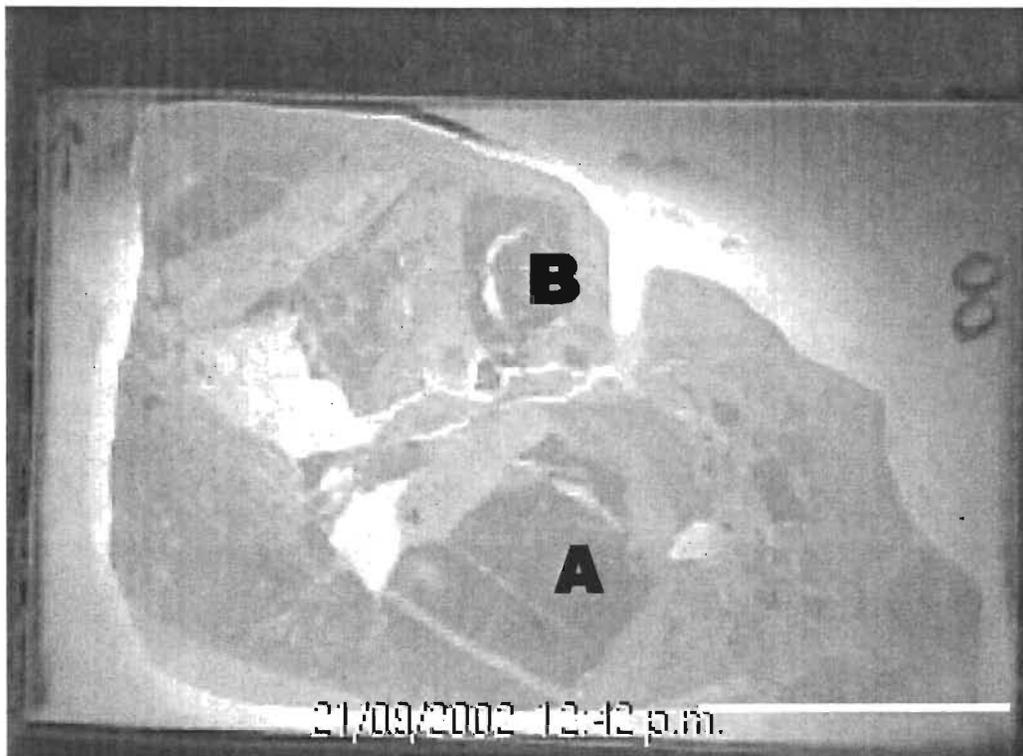


Figura 31. Muestra cvk 8 (- 10, 10). Note un litoclasto (A), de forma semirectangular y subangular, con dos sistemas de fracturas tectónicas formadas antes de ser desprendido de la roca madre. El litoclasto (B) es rectangular, subredondeado con una concha de molusco en su interior. Longitud de la barra 2.5 cm.

Los ‘litoclastos’ o ‘peloides’ de la parte media de la Sección de Dengandho, que comprenden las muestras cvk 16 (-10, 90) y cvk 17 (-10, 100) se depositaron en la zona correspondiente al nivel paleofreático, y tienen las siguientes características: Los litoclastos tienen un tamaño microscópico variable entre las 200 y 500 μm en promedio, son bien redondeados y están alineados horizontalmente (Figura 32); esta alineación corresponde a las laminaciones bien definidas observadas en los afloramientos (anexo IV, fig. 7 A).

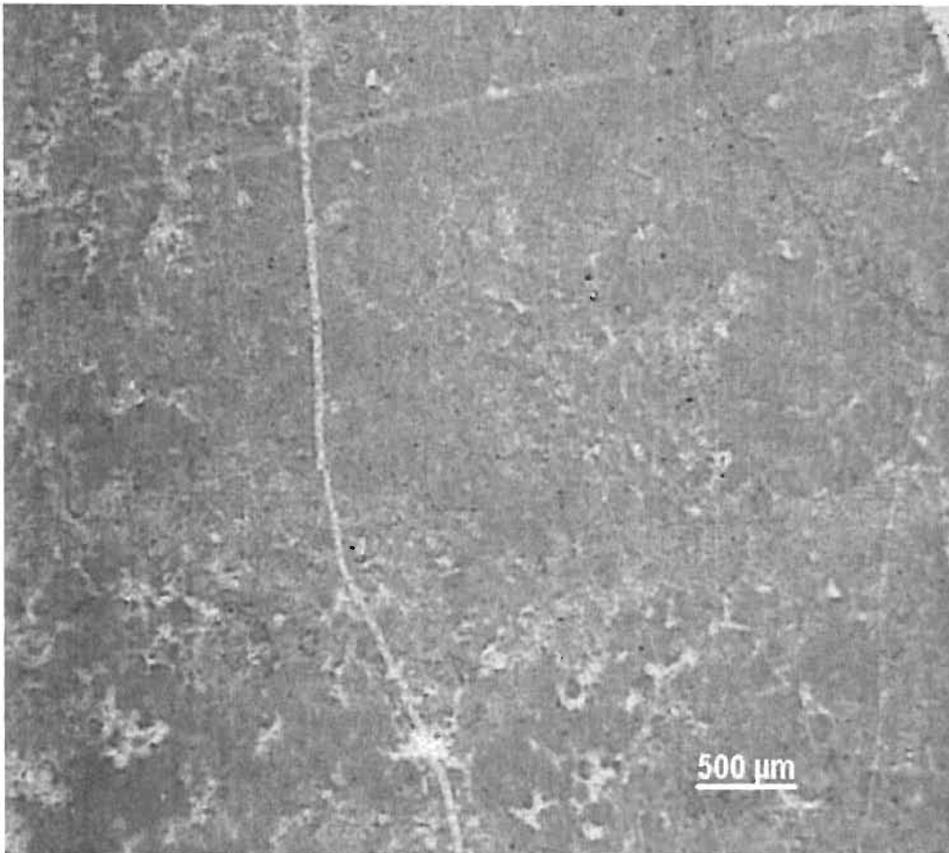


Figura 32. Muestra cvk 16 (-10, 90). Detalle de la forma (bien redondeada) y tamaño de los litoclastos (entre 200 y 500 μm), que presentan una alineación horizontal. Se observan dos fracturas de origen tectónico.

Los litoclastos de la parte estratigráfica más joven de la Sección de Dengandho, que comprenden las muestras cvk 18 (-10, 110), cvk 20 (-10, 130) y cvk 21 (-10, 140), exceptuando la muestra cvk 19 (-10, 120) que corresponde a una parte de un pilar o techo del paleokarst, se depositaron en la zona paleovadosa del paleoacuífero y tienen las siguientes características:

El tamaño de los litoclastos se da en dos rangos: uno microscópico de 200 a 500 μm , generalmente de forma alargada, subangulares a subredondeados. Los otros son grandes y varían de 0.2 a 2.5 cm; subcuadrados y algunos ligeramente alargados o subrectangulares, en este grupo de litoclastos, los más grandes son subredondeados a redondeados y los de menor tamaño angulares.

En las muestras cvk 18 y cvk 20 es notable la ausencia de la matriz limo arenosa, los litoclastos están en contacto entre ellos y sus huecos están rellenos de

cementante espático (Figura 33). La muestra cvk 21, situada en la parte superior del paleokarst, tiene litoclastos grandes, angulares y subredondeados, contenidos en una matriz limo arenosa-peletoide de aspecto sucio.



Figura 33. Muestra cvk 18 (-10, 110). Note dos poblaciones de litoclastos, una mayor cuyo diámetro de los litoclastos varía de 2.5 a 0.3 cm y son subredondeados y subangulares. Otra de menor tamaño (mayor a 500 μm). Es notoria la ausencia de matriz limo arenosa, por su forma y posición los litoclastos sugieren un apoyo entre ellos. Longitud de la barra 2.5 cm.

4.3.2 DIAGÉNESIS METEÓRICA

El ambiente diagenético meteórico comprende la zona donde el agua meteórica es dirigida hacia un sistema subterráneo de aguas, entrando en contacto con rocas o sedimentos calcáreos (Dunham, 1969; Lohmann, 1988; Tucker y Wright, 1990; Moore, 2001). El agua meteórica se mueve a través de la zona vadosa (donde el sistema poroso contiene aire y agua) hasta llegar al nivel freático, que es una superficie de separación crítica en la diagénesis, porque separa la zona de saturación intermitente con períodos de sequía (zona vadosa), de la zona freática, cuyo sistema poroso está saturado completamente de agua.

Durante la diagénesis meteórica operan tres procesos principales: disolución, precipitación (cementación) y transformación mineralógica (Tucker y Wright, 1990). En la cementación hay dos grandes dominios o zonas, una es la zona freática donde los poros están llenos en forma permanente con agua, lo que da como resultado un estilo de cementación uniforme y con un crecimiento de los cristales grandes y en equilibrio con sus caracteres morfológicos, llamada espatita equigranular (“blocky cement” de Bathurst, 1959 y Dunham, 1969). En contraste, en la zona vadosa algunos poros están llenos de aguas meteóricas, y otros con agua y/o aire, dando como resultado que los cementantes estén distribuidos por parches y formen capas o superficies discontinuas de cristales finos. Los cristales son finos como consecuencia de la intermitencia en la velocidad y volumen de precipitación, brindando un pobre desarrollo de las caras cristalinas.

4.3.2.1 MATRIZ Y CEMENTANTES EN LA ZONA FREÁTICA DEL PALEOKARST

Aunque la matriz es de origen ‘litoclástico’ o ‘peloide’, se considera aquí porque es un componente importante y está íntimamente relacionada con la distribución y geometría de los espacios o poros, generados en la parte superior de los rellenos gravitacionales o en los espacios entre los litoclastos.

Se emplea el término matriz, para describir conjuntamente a todos aquellos materiales finos de origen calcáreo (litoclastos o peloides) que varían en tamaño

desde el limo ($>10\ \mu\text{m}$) hasta partículas del tamaño de la arena muy fina ($62\text{-}125\ \mu\text{m}$) que sirven como matriz a los litoclastos mayores ($>250\ \mu\text{m}$ y hasta $7\ \text{cm}$). En la zona freática es característico que los huecos o espacios entre los litoclastos, y los que quedaron en la parte superior de algún relleno geopetal estén cementados por espatita equigranular, con cristales a veces mayores a $500\ \mu\text{m}$ como se muestra en la figura 34.

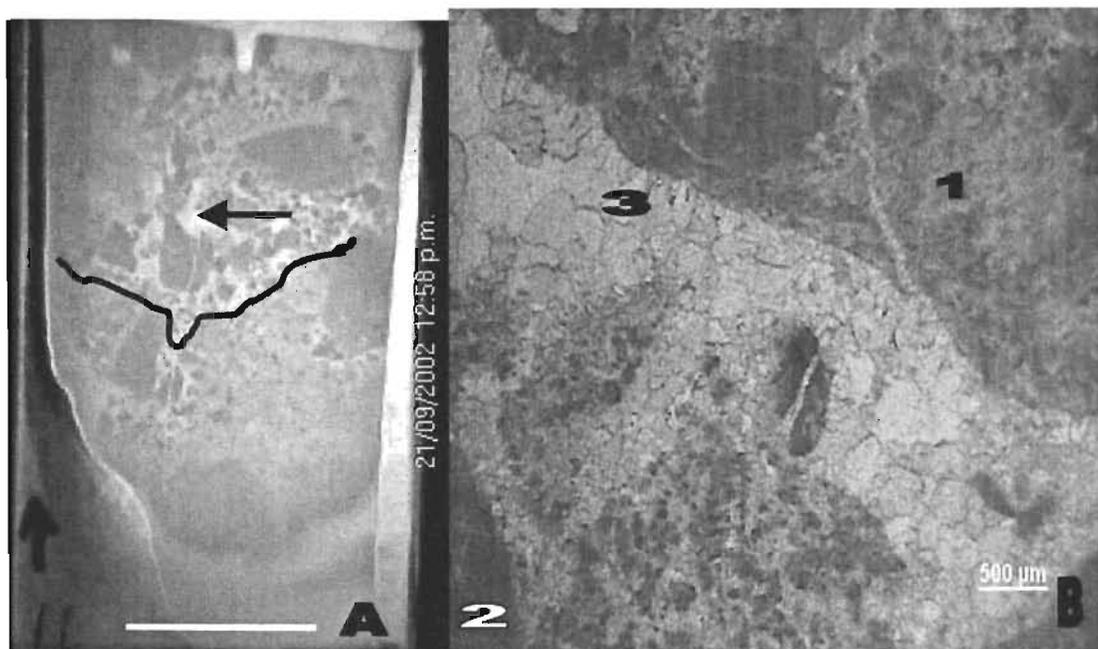


Figura 34. Muestra Cvk 11 (-10, 40). A) Conjunto de litoclastos que por, su tamaño, forman dos poblaciones, unos son grandes, subangulares, algunos alargados; los de menor tamaño son subangulares y otros bien redondeados. En la mitad inferior de la lámina se observa un relleno de limo arenoso calcáreo, formando un llenado geopetal (su límite superior aproximado se marca con una línea irregular); en la mitad superior predomina el cementante espático; la escala señala $2.5\ \text{cm}$. B) Detalle señalado en A con una flecha horizontal de derecha a izquierda. La parte superior derecha muestra la base de un litoclasto (1), donde hay un hueco con otro litoclasto (2), el espacio entre ellos está relleno con cemento de calcita equigranular (en bloque) (3), cuyo tamaño de cristales varía de 400 a $600\ \mu\text{m}$, mezclado con algún material peloide.

4.3.2.2 MATRIZ Y CEMENTANTES EN LA ZONA VADOSA DEL PALEOKARST

Las características petrográficas de las rocas de la zona vadosa de la Sección de Dengandho son distintas de las observadas en la zona freática. En la zona vadosa hay un bajo porcentaje de materiales finos de origen calcáreo (litoclastos o peloides) del tamaño del limo o de la arena muy fina. Es una característica de esta zona la presencia 'sedimento diagenético' (Dunham, 1969) en las caras superiores de los litoclastos, con la siguiente secuencia típica: primero una drusa de cristales finos, perpendiculares a la superficie del litoclasto, después una cubierta de limo calcáreo-peloide y, por último, cristales grandes equigranulares de calcita, que a veces muestran un aspecto un poco sucio por su mezcla con un poco de material peloide (Figuras 35 y 36).

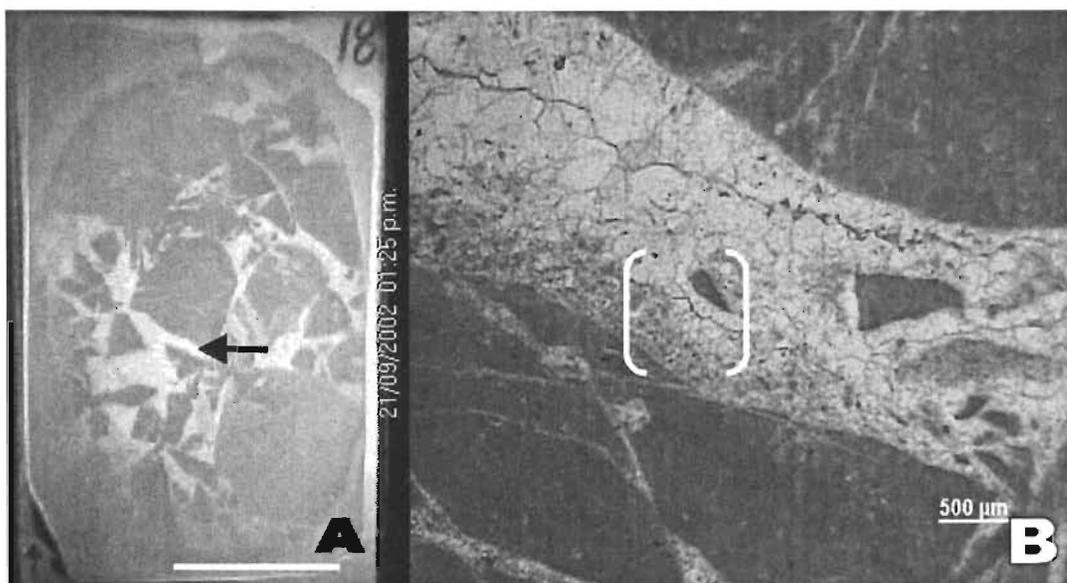


Figura 35. Muestra cvk 18 (-10, 110). A) Acomodo y distribución textural de los litoclastos soportados entre sí, que varían de subangulares a subredondeados, y con dimensiones de entre 0.3 a 3 cm; no hay entre los huecos de los litoclastos matriz limo-arenosa, sólo cementante espático; longitud de la barra 2.5 cm. B) Detalle del área señalada con una flecha en A. En la parte superior de un litoclasto, hay una cubierta de cristales en forma de drusa, encima limo calcáreo-peloide y después cemento de calcita equigranular (en bloque). La figura 36 muestra los detalles texturales de los cristales y su secuencia, el área mostrada es señalada con un paréntesis.

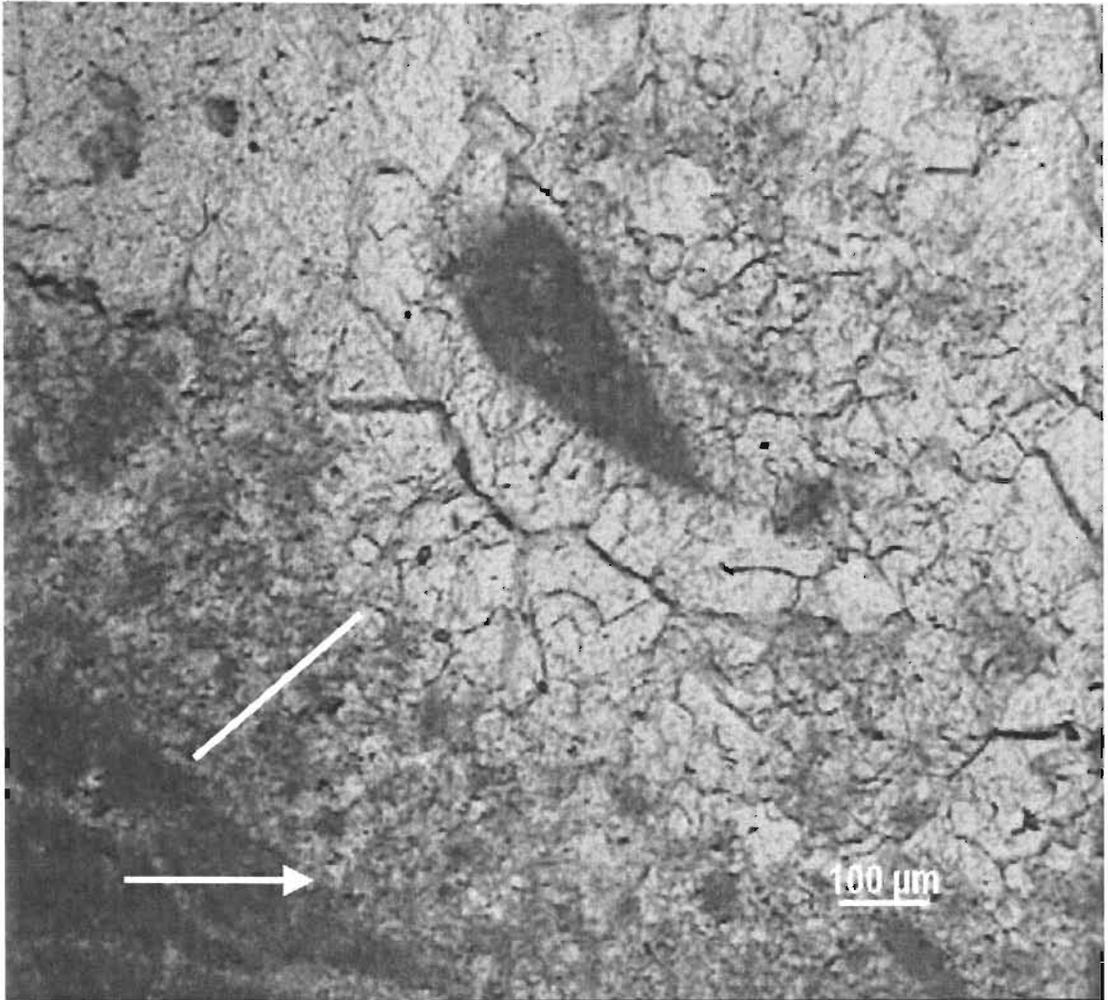


Figura 36. Detalle de la muestra cvk 18 (-10, 110), marcado en la figura 35 B con un paréntesis en la parte superior de un litoclasto. Se observan cristales en forma de drusa (flecha de izquierda a derecha), perpendiculares a la superficie superior del litoclasto; su longitud es de 20 μm . Después encima y en forma inclinada hay una cubierta de limo calcáreo-peloide, limitado sólo a esta superficie superior, su espesor es de 200 μm (línea inclinada). Sobre este material viene una cubierta de cristales de cemento de calcita equigranular (en bloque) de 100 a 200 μm .

Dunham (1969), Tucker y Wright (1990) y Moore (2001) atribuyen este tipo de sedimento diagenético a ambientes vadosos de sedimentación.

En el anexo petrográfico I, se ilustran las muestras de cvk 7 a cvk 23, en 21 figuras; ordenadas de acuerdo con las zonas paleofreática y paleovadosa y el nivel paleofrático.

4.3.2.3 CEMENTANTES Y CATODOLUMINISCENCIA

La catodoluminiscencia y la morfología de los cristales de cemento de calcita que rellenan espacios o huecos entre los litoclastos grandes, o bien en las partes superiores de los rellenos de sedimento geopetal, tienen una respuesta luminiscente que corresponde con la posición de las muestras en las zonas freática o vadosa. En la zona freática del paleokarst en la sección Dengandho, solamente en las muestras cvk 8 y cvk 12 hubo oportunidad de que existieran huecos entre los litoclastos con algunos cristales luminiscentes; en los huecos se formaron dos tipos de cementos: primeramente sobre la pared de los litoclastos, un relleno de calcita equigranular (en bloque) con luminiscencia brillante sólo en sus bordes; y en segundo lugar, un relleno de calcita equigranular (en bloque) no luminiscente, los litoclastos tienen una luminiscencia débil (Figura 37), en el resto de las muestras no hay luminiscencia en los cristales equigranulares de espatita.

Lo anterior pudiera indicar que las condiciones favorables para un ambiente reductor y un contenido relativo de Mn que favoreciera a la luminiscencia, existieron sólo en las muestras cvk 8 y cvk 12; pero también que probablemente hubiera un aumento en el contenido de Fe^{2+} y Fe^{3+} que neutralizó la luminiscencia, aun cuando en un análisis de FeO en la muestra cvk 9, apenas hay un contenido del 0.017 %. La ausencia de luminiscencia puede deberse a diversos factores aparte del Fe^{2+} y Fe^{3+} , como son las variables del pH/Eh y de la salinidad, los cambios en la actividad química del Ca^{2+} , cambios en la velocidad de precipitación y temperatura, presencia de materia orgánica y de arcilla, algunas tierras raras y la presencia de Co^{2+} y de Ni^{2+} (Machel, 2000). También pudo acontecer en el paleoacuífero de Dengandho que las condiciones de una circulación fuerte en la zona freática inhibieran la presencia de Mn y favorecieran un mayor contenido de Fe^{2+} , no propiciando por lo tanto a la luminiscencia.

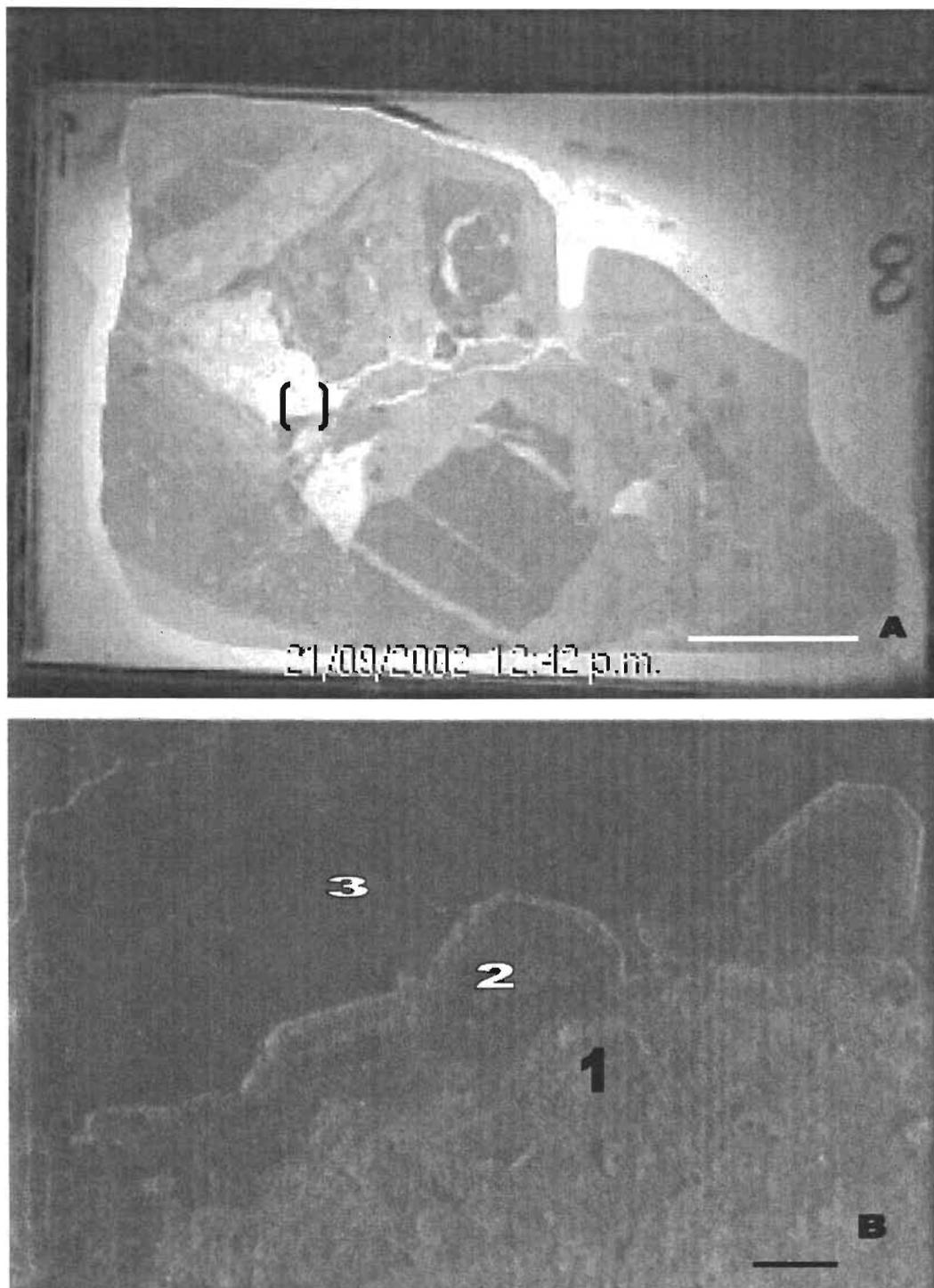


Figura 37. Muestra Cvk 8 (-10, 10). A) ilustra con un paréntesis la parte superior de un litoclasto con un relleno de calcita equigranular; la barra indica 2 cm. B) Porción señalada en A con un paréntesis; bajo catodoluminiscencia, marcado con (1) la parte superior del litoclasto ligeramente luminiscente, arriba lo cubren cristales (2) con luminiscencia débil en sus orillas y hacia la parte superior los cristales equigranulares de espatita de más de 500 μm (3) no son luminiscentes. Escala gráfica 100 μm .

En la zona vadosa del paleokarst se tiene como característica principal la presencia de un ‘sedimento diagenético’ (Dunham, 1969) con la siguiente distribución: primeramente una drusa de cristales finos, perpendiculares a la superficie del litoclasto con una luminiscencia opaca, después una cubierta de limo calcáreo-peletoide también con luminiscencia opaca, y por último cristales grandes equigranulares de calcita sin luminiscencia (Figura 38).

La luminiscencia opaca de la drusa de cristales y el material peloide corresponden claramente con las condiciones de oxidación que se esperarían en un ambiente vadoso, así como de los cristales equigranulares (en bloque) sin luminiscencia.

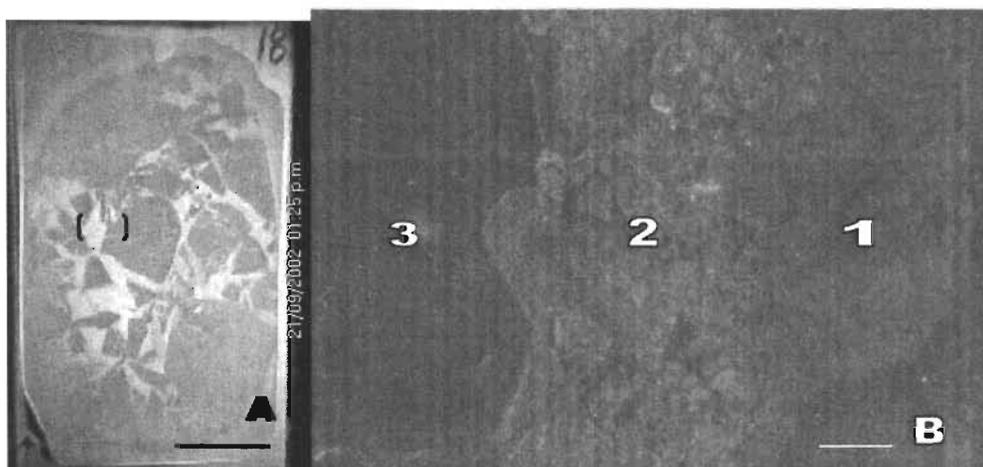


Figura 38. Muestra cvk 18 (-10, 110). A) Acomodo y distribución textural de los litoclastos apoyados entre sí, con la ausencia de matriz limo-arenosa, sólo hay cementante equigranular espático entre los litoclastos; con un paréntesis se marca el área mostrada B; la escala gráfica son 2 cm. B) Porción bajo catodoluminiscencia señalada en A con un paréntesis; está organizada de la siguiente manera: en el tercio derecho (1) está la pared de un litoclasto con pocos indicios de luminiscencia, en la parte media viene la cubierta de cemento de calcita en forma de drusa, que cubren a la superficie del litoclasto, con una luminiscencia débil (2), y por último, al lado izquierdo están los cristales grandes de cemento de calcita equigranulares (en bloque), que no muestran luminiscencia (3). Escala gráfica 100 μ m.

En el anexo II fotográfico de fracturas tectónicas, se encuentra una fotomicrografía en color de la muestra cvk 14 (-10, 70), que bajo catodoluminiscencia muestra la edad relativa de dos sistemas de fracturas (fig. 3 A, página 3 del anexo).

4.4 DOLOMITIZACIÓN

Uno de los sistemas paleokársticos más grandes y complejos del registro geológico se presentó en el Gran Banco Americano ('Great American Bank') y evolucionó a lo largo de los flancos sur y oriental del Craton de Norte América durante el Cámbrico-Ordóvico. En él hubo el desarrollo estratigráfico de ciclos carbonatados dolomitizados de intermarea a submarea somera, cubiertos por una discordancia regional con una duración en tiempo geológico de hasta 30 Ma, que se formó en la base del Ordóvico Medio dando lugar a grandes sistemas paleokársticos en los Grupos El Paso, Arbuckle, Knox, Beekmantown y St. George, que cubren del oeste al noroeste, desde Texas hasta Newfoundland en Canada. Una de sus características diagénicas es la dolomitización muy extensa en la mayoría de ellos, con las siguientes características: 1) dolomitización cristalina gruesa o media; 2) una silicificación-dolomitización preferencial de la roca huésped; 3) ingreso de agua hidrotermal procedente del basamento del Precámbrico que propició el desarrollo de porosidad 'vugular' y relleno de vetillas con dolomita limpia y gruesa, así como de calcita espática, y en algunas localidades con la generación de sulfuros; y 4) fracturamiento tectónico fino formado muy tarde en la diagénesis y posterior a la precipitación de carbonatos y dolomías hidrotermales (Wilson *et al.*, 1992; Wilson, 1993).

En la plataforma de Actopan, el paleokarst en la Formación El Abra no es tan espectacular y posiblemente su desarrollo no duró un millón de años, y además no, ha sido estudiado con detalle como los del Ordóvico en el Gran Banco Americano. En Actopan, la dolomitización se presenta en dos formas; la primera como un proceso en el cual las brechas del paleokarst compuestas por calcita fueron reemplazadas totalmente por dolomita, mientras que la segunda ocurrió en las rocas de la base del paleokarst, donde hay carpetas de algas asociadas con evaporitas muy escasas.

En la sección Dengandho, situada en el borde sur de la plataforma, es notable la ausencia total de dolomita en el paleokarst y las facies laterales equivalentes a las karstificadas.

En contraste, las columnas estratigráficas de las Secciones Boxaxni y Pozuelos del interior de la plataforma se encuentran dolomitizadas, pero se conservan los moldes y sombras de los litoclastos de las brechas paleokársticas y de su matriz.

4.4.1 DOLOMITIZACIÓN EN LAS BRECHAS PALEOKÁRSTICAS

En las secciones Boxaxni y Pozuelos, las brechas paleokársticas tienen espesores de 143 y 142 m, respectivamente y están dolomitizadas. En los afloramientos presentan un color café-rojizo oscuro, o gris oscuro y casi siempre es posible observar los fantasmas de los litoclastos (Figura 8); cuando hay intemperismo existen diferencias de relieve y los litoclastos sobresalen con respecto a su matriz dolomitizada (Figura 39). Con ácido clorhídrico al 10 % sólo hay efervescencia en las fisuras rellenas de caliche joven; con la lupa se observa que los cristales de dolomita de los litoclastos son de mayor tamaño que los cristales de dolomita que reemplazaron a la matriz. La Figura 39 ilustra el intemperismo diferencial entre litoclastos y matriz dolomitizados, así como un corte de la misma muestra tomada en la sección Boxaxni.

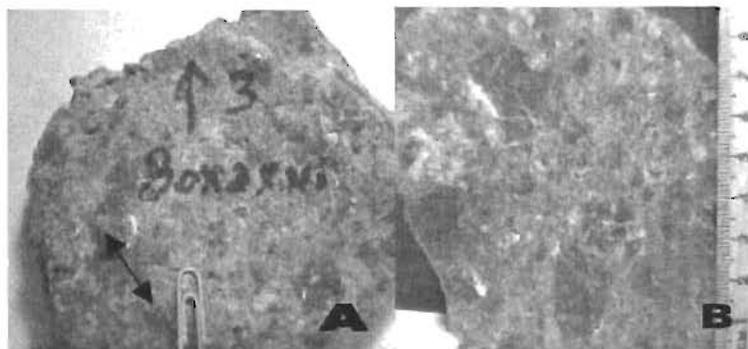
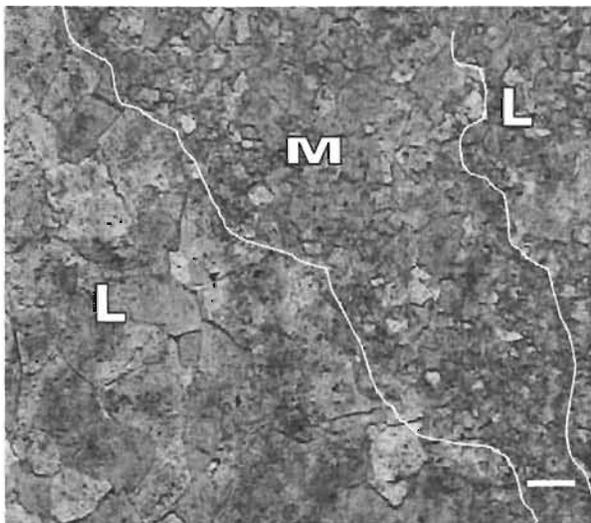


Figura 39. A) Litoclastos dolomitizados que sobresalen debido al intemperismo diferencial con respecto a su matriz también dolomitizada; se señalan con una flecha doble dos litoclastos que sobresalen; escala un clip de 2 cm. B) Corte de la muestra A donde se aprecia un color diferente entre los litoclastos grises y la matriz rojiza; el tamaño de los litoclastos varía de 2 mm a 4.5 cm, son subangulares y subredondeados y están contenidos en la matriz dolomitizada.

La organización de los litoclastos y la matriz de la muestra dolomitizada, mostrada en la Figura 39, indican que originalmente estos sedimentos correspondieron a una brecha caótica, con clastos soportados por matriz, depositados en el paleokarst, y a su vez señalan un proceso total de reemplazamiento de la calcita por dolomita, conservando las fábricas originales de las brechas.

Es pertinente señalar que la fábrica de las brechas paleokársticas dolomitizadas es distinta de la de otras brechas dolomitizadas con un origen diferente, como son las relacionadas a un colapso debido a la disolución de evaporitas, donde los clastos son siempre angulares, soportados entre sí, con una “matriz de calcita”, dolomitizada y generalmente con procesos de desdolomitización (Fisher y Rodda, 1969; Blount y Moore, 1969; Carrasco, 1971).

En el microscopio petrográfico se observa que el contorno de la fábrica original entre los antiguos litoclastos y la matriz se conserva, pero el tamaño de los cristales de dolomita que conforman el reemplazamiento es de dos magnitudes (Figura 40). La dolomita es xenotópica, es decir, consiste de cristales anhedrales que tienen sus límites curvados o irregulares y en algunos casos aserrados con una leve extinción ondulante. Algunos de los cristales grandes de dolomita muestran una nucleación en los aloquímicos originales contenidos en los litoclastos, representada por una especie de grumos en la parte central de los cristales, en la matriz dolomitizada no es posible observar de manera clara la nucleación, sólo hay manchones irregulares englobados por varios cristales; en ambos casos no se identifican pseudomorfos de otros minerales. El tamaño de los cristales de dolomita en los litoclastos varía en promedio de 150 a 300 μm , y en la matriz de 40 a 75 μm ; en un borde de una lámina delgada se observan fantasmas aislados de posibles cristales de yeso, probablemente acarreados originalmente junto con los litoclastos desde la superficie del paleokarst; el yeso de origen clástico es muy común, inclusive formando acumulaciones detríticas del tamaño de la arena como, ocurre actualmente en Australia y en otros depósitos recientes y antiguos (Warren, 1989).



La figura 40. Fotomicrografía de la muestra ilustrada en la figura 39 , donde las L corresponden a dos litoclastos, y la M a la matriz dolomitizada. Los bordes de los cristales de dolomita en los litoclastos están bien definidos pero de forma irregular (anhedrales a subhedrales) y su tamaño varía de 150 a 300 μm ; en tanto que en la matriz son anhedrales y sus límites irregulares pero su tamaño es menor y varía entre 40 y 75 μm . Escala 100 μm .

Los cristales grandes de dolomita tienen una leve zonación, característica que se muestra difusa cuando se aplica la catodoluminiscencia (figura 41).

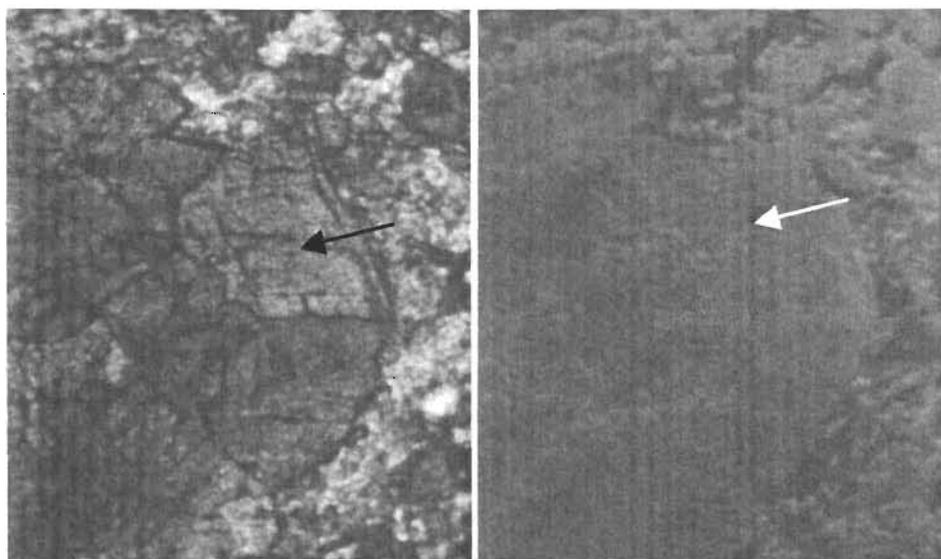


Figura 41. Cristales de dolomita en el mismo campo visual de la lámina. Con una zonación indicada por la flecha (fotografía izquierda, luz paralela), la cual se identifica por bandas difusas bajo la luminiscencia (fotografía derecha).

La dolomita en los antiguos litoclastos y en la matriz es de tipo barroca, típica de un reemplazamiento (Folk y Assereto, 1974). La dolomía barroca ha sido interpretada por varios investigadores como el producto de un reemplazamiento (Tucker y Wright, 1990); una textura similar llamada “dolomite-rock texture 2: unimodal, medium-to coarse-crystalline planar-s (subhedral) crystals” de reemplazamiento en las fábricas de las brechas en el paleokarst del Ordóvico Medio del Grupo Ellenburger es considerada como dolomía de reemplazamiento por sepultamiento (Amthor y Friedman, 1991).

Se especula sobre los eventos de diagénesis durante la evolución de un paleokarst, su colapso, su sepultamiento y su dolomitización; uno notable es el relacionado con el origen de la fuente de los fluidos en las últimas etapas de la dolomitización (Lucia, 1999).

Un ejemplo de lo anterior es el estudio de la dolomitización de las rocas del Grupo Ellenburger del Ordóvico Inferior donde se desarrolló un paleokarst. Lee y Friedman (1987), apoyados en estudios petrográficos, de catodoluminiscencia, de inclusiones fluidas y de isótopos de oxígeno, concluyeron que el origen de la dolomía gruesa, de textura xenotópica con sombras de la textura original de los carbonatos, estaba en el reemplazamiento de la caliza a temperaturas elevadas debido a un sepultamiento mayor a los 3 km. Esos autores sugieren que la fuente principal de Mg, se origina de: 1) aguas congénitas (agua de mar entrampada), 2) disolución de minerales originales inestables, 3) disolución por presión (estilolitización), 4) compactación de lutitas subyacentes, y 5) salmueras de la cuenca; concluyeron, asimismo, que las lutitas subyacentes pudieron aportar suficiente cantidad de Mg, en tanto que las otras fuentes son controvertidas y su aportación de Mg sería poca. Posteriormente Amthor y Friedman (1991) estudiaron las mismas rocas y concluyeron que la dolomita media a gruesa (100-500 μm), unimodal cristalina (subhedral), con núcleos sombreados en los cristales, se formó en un ambiente de sepultamiento somero a intermedio, donde hubo varias incursiones de agua meteórica y marina relacionadas a descensos del nivel del mar y concluyeron que ambas fuentes de agua influyeron en la dolomitización.

Kupecz y Land (1991) también estudiaron la dolomitización de las mismas rocas del Grupo Ellenburger y consideraron que las brechas jugaron un papel muy importante, ya que fueron los conductos que distribuyeron los fluidos dolomitizantes, formando un sistema hidrológico y tectónico complementario. Respecto al origen del fluido dolomitizante que contenía el Mg necesario, señalan que hubo tres probables orígenes: 1) agua de mar (congénita), 2) agua meteórica y 3) fluidos expulsados de las lutitas en la cuenca. Concluyen que los fluidos expulsados de la lutitas no son una fuente significativa de Mg, pero que en las rocas Ellenburger los otros dos fluidos se movieron a lo largo de las fracturas paleokársticas y fallas durante la Orogenia Ouachita propiciando la dolomitización.

Para explicar los mecanismos de formación de dolomita en las brechas paleokársticas, debe tomarse en cuenta las diversas etapas por las que atraviesan las brechas y la evolución de su porosidad en las paleocavernas durante su sepultamiento.

Cuando los pasajes de un paleokarst se colapsan hay derrumbe de las paredes y techos, el volumen de porosidad en los espacios entre las brechas se incrementa, en tanto que el volumen de la caverna disminuye notablemente. Se considera que la anchura en la sección transversal de un pasaje derrumbado pudiera ser mayor que el tamaño original del mismo, debido al fracturamiento y el brechamiento inducidos por la expansión de la carga e impacto del colapso.

Después del colapso hay sepultamiento continuo que da lugar a compactación mecánica de los clastos previamente formados por el derrumbe, causando que los espacios grandes entre los bloques se reduzcan y los clastos se fracturen, se brechen y su empaquetamiento sea más cerrado. Por consecuencia, los poros entre la brecha se reduzcan. Los clastos pueden tener fracturas internas formadas por el esfuerzo, formando brechas de agrietamiento, que dan como resultado brechas caóticas de derrumbe 'rebrechadas', compuestas fundamentalmente de clastos pequeños; la compactación mecánica de los clastos disminuye cuando inicia la cementación y se estabiliza el armazón, termina cuando el cemento llena los espacios entre la brecha.

Como consecuencia de lo anterior, el proceso mecánico del sepultamiento induce una expansión del volumen de brechas de agrietamiento y de fracturas hacia la roca huésped que rodea a una paleocueva.

La Figura 42 (A, B) (adaptada de Loucks, 1999) ilustra esquemáticamente en 'A' la conformación original de la brecha de derrumbe, y en 'B' el 'rebrechamiento' de la brecha de derrumbe debido a la continuidad de la compactación mecánica; también muestra la diversidad de fracturas formadas en la roca huésped que rodea a una paleocaverna después de la compactación mecánica, las cuales son conductos importantes en la introducción de los fluidos diagénéticos para la cementación y dolomitización.

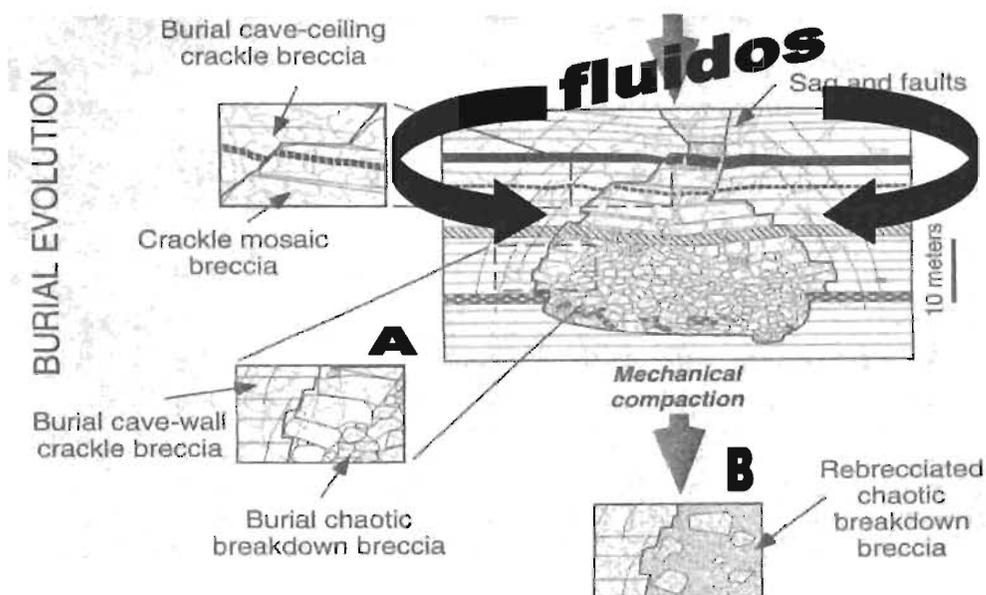


Figura 42. Adaptada de Loucks (1999) que ilustra en A y B las brechas de derrumbe y el rebrechamiento por sepultamiento y compactación mecánica, se indican las entradas de fluidos por las fracturas.

La explicación del origen del Mg en el proceso de dolomitización es uno de los principales problemas, como ya se señaló en los estudios del Ordóvico Inferior en el Grupo Ellenburger, donde la dolomitización se ha explicado por un evento de sepultamiento profundo y altas temperaturas, compactación de lutitas subyacentes, migración de fluidos de salmueras en la cuenca, invasión de agua

meteórica relacionada a los descensos del nivel del mar y por la influencia de un contexto tectónico-hidrologógico.

Antecedentes diagénéticos: Para tratar de explicar la dolomitización en las brechas del paleokarst en el interior de la plataforma de Actopan, debe tenerse en cuenta los antecedentes petrológicos y diagénéticos de los componentes de las brechas caóticas que llenaron el paleokarst antes de los procesos de dolomitización.

Los litoclastos, uno de los componentes de las brechas caóticas, correspondieron a fragmentos de roca carbonatada litificada con un estado avanzado de diagénesis marina (wackestone de pellets, y fósiles como miliólidos, macroforaminíferos, rudistas y ostreidos entre otros), formada hasta por enormes capas completas o litoclastos de unas cuantas micras, siendo su composición mineral original probablemente en su totalidad de calcita baja en Mg y con una porosidad baja. La matriz estuvo formada por materiales de origen calcáreo del tamaño de la arena muy fina (62-125 μm), que a su vez sirven de matriz a los litoclastos de mayor tamaño (>250 μm y hasta 7 cm o mayores). Las condiciones químicas de los fluidos meteóricos circulantes en las zonas paleovadosa y paleofreática dan lugar a una interacción roca-agua que produce tendencias de alteración diagénética (disolución) o de productos de precipitación (calcita) con firmas isotópicas típicas en cada zona del paleoacuífero. La porosidad y la permeabilidad de la matriz litoclástica fina permiten la circulación relativamente fácil de los fluidos saturados con respecto a CaCO_3 y la precipitación de calcita. Así es evidente que en las brechas caóticas del paleokarst hubo componentes litoclásticos del tamaño de milímetros o centímetros, con un estado avanzado de diagénesis reflejada por su composición de calcita y una porosidad baja o nula, y también litoclastos del tamaño de micras, también compuestos de calcita y con una diagénesis muy avanzada, que sirvieron de matriz junto con el cemento de espatita equigranular formada bajo diagénesis meteórica, en forma de microespatita de más o menos 10 μm y con una porosidad más alta, comparada con la de los litoclastos de gran tamaño.

En las secciones Boxaxni y Pozuelos hay fantasmas de la fábrica original de las brechas litoclásticas formada entre los antiguos litoclastos y la matriz, la dolomitización es penetrante, ya que no se observan los aloquímicos y ortoquímicos originales de las brechas; un factor genético distintivo importante es el tamaño bimodal de los cristales de dolomita de reemplazamiento (Figura 40). La textura de las dos dolomías es xenotópica con cristales anhedrales y subhedrales; en los litoclastos varía en promedio de 150 a 300 μm con nucleación, y en la matriz de 40 a 75 μm con manchones irregulares que engloban varios cristales y que no son verdaderos núcleos.

Es factible que la dolomitización haya ocurrido cuando menos en dos eventos a lo largo del tiempo geológico y del sepultamiento de las brechas del paleokarst en la plataforma de Actopan. Las secciones de Dengandho, Boxaxni y Pozuelos se encuentran cubiertas aproximadamente por 800 a 1, 000 m de rocas de la Formación El Abra, sin haberse depositado encima de ellas, rocas del Cretácico Superior, ni del Terciario o Cuaternario. También son importantes las rocas subyacentes a la Formación El Abra que afloran en el área, que fueron perforadas por Petróleos Mexicanos en el Pozo Ixmiquilpan 1 y consisten de areniscas, lutitas y algunas rocas carbonatadas de las Formaciones Santuario y Trancas con edades del Cretácico al Jurásico Superior respectivamente, y con un espesor en la columna del pozo superior a los 2, 000 m, el pozo se encuentra localizado a aproximadamente 4 km al oeste de la Sección de Boxaxni.

La evolución del paleokarst puede tener cuatro etapas (Figura 43):

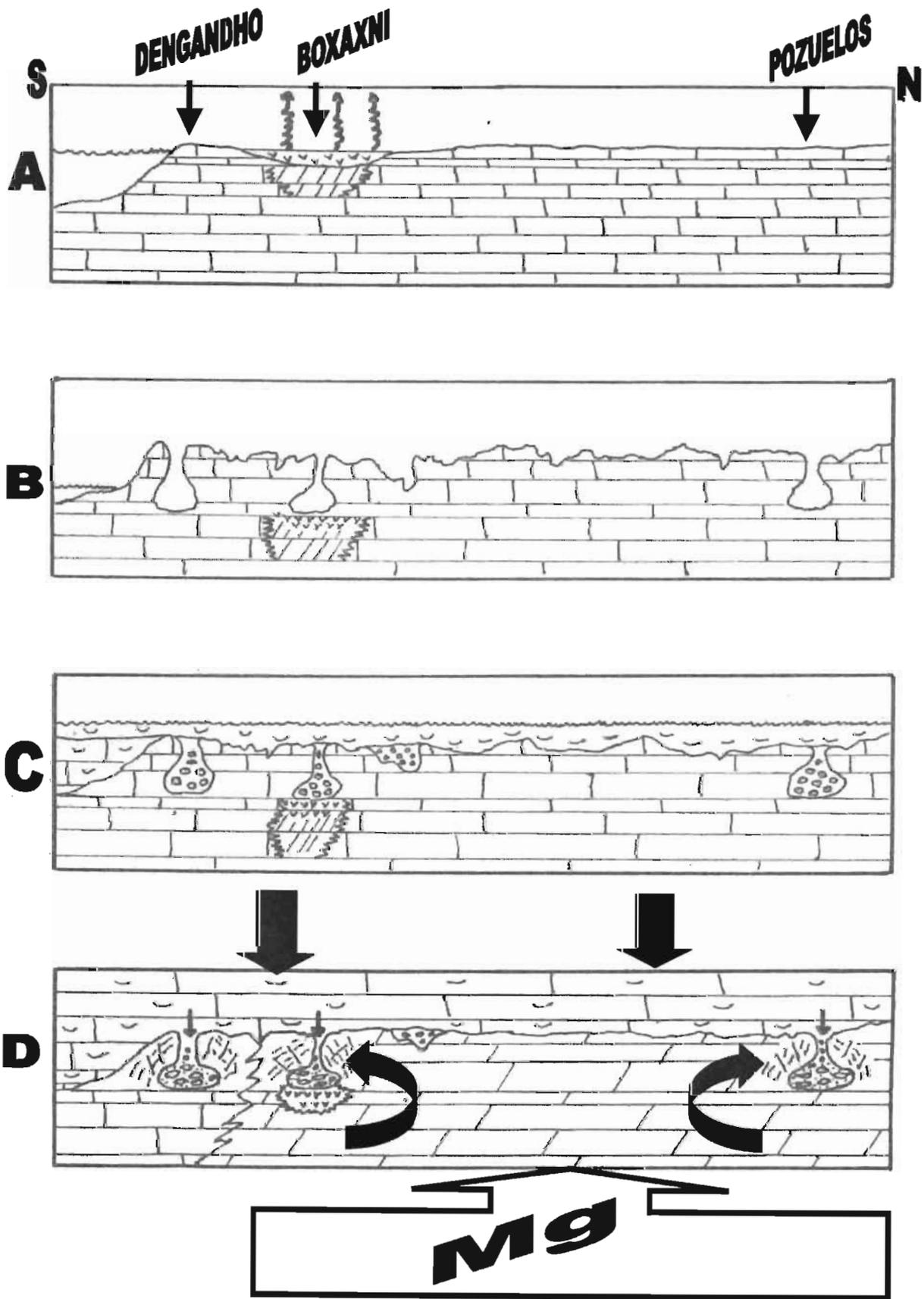
En la primera etapa (A) ocurre la sedimentación en la plataforma de Actopan de wackestone de miliólidos o de pellets, hay el desarrollo de algunas lagunas marginales con alta evaporación y salinidad, con unos cuantos metros de sedimentos formados fundamentalmente por yeso y carpetas de algas. En otras áreas de la plataforma de Actopan, en la Formación El Abra ya han, sido identificadas evaporitas con espesores de 2 a 8 m (Carrasco, 1971); también en una formación equivalente a la Formación El Abra llamada Formación Edwards en Texas, se reportan espesores de unos cuantos metros de evaporitas (Fisher y Rodda, 1969). Estas evaporitas de unos cuantos metros de espesor sólo se han

localizado en la Sección Boxaxni, la dolomitización de los sedimentos carbonatados circundantes y subyacentes a este tipo de evaporitas marginales se considera que es el resultado de reflujo de salmueras a nivel local.

En la segunda etapa (B) continuó la sedimentación de decenas de metros de rocas carbonatadas de plataforma formadas por wackestone de pellets, miliólidos, toucásidos, etc., quedando cubiertas las evaporitas de la Sección Boxaxni. En esta etapa se inició un descenso del nivel del mar del orden de 100 m, lo que propició la exposición subaérea de la plataforma y las primeras manifestaciones de disolución en las superficies descubiertas, y posteriormente el desarrollo pleno de un sistema de karst en Dengandho, Boxaxni y Pozuelos, en la Sección de Boxaxni el karst alcanzó hasta el nivel de las evaporitas.

En la tercera etapa (C), con una madurez relativa del karst, después de que este se rellenó por los distintos tipos de brechas, predominando las caóticas, se inició una transgresión sobre toda la topografía kárstica de sedimentos marinos someros; de las tres secciones, únicamente en la de Boxaxni estaban dolomitizadas las rocas de la base del paleokarst por la influencia de las evaporitas.

En la cuarta etapa (D) continuó el sepultamiento del paleokarst por una columna de rocas del orden de los 1,000 m, la carga litostática favoreció el incremento de la temperatura, y la compactación mecánica y el 'rebrechamiento' del relleno y la formación de fracturas en la roca huésped que rodeaba a las paleocavernas; el 'rebrechamiento' y las fracturas fueron conductos importantes en la introducción de los fluidos diagénéticos para facilitar la dolomitización.



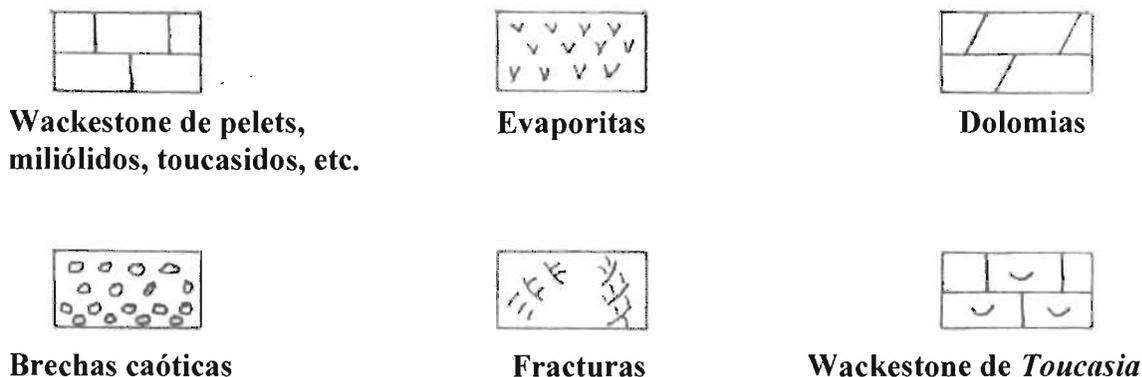


Figura 43. Evolución del paleokarst en una sección orientada sur-norte; el borde de la plataforma se encuentra en la parte sur. (A) Se configura en Boxaxni una laguna marginal hipersalina de poca dimensión donde se tiene la formación de evaporitas (yeso) y carpetas de algas cianofíceas. (B) Continuó la sedimentación de las rocas carbonatadas en la plataforma y se inició el proceso de su karstificación, el karst alcanzó hasta el nivel de las evaporitas en Boxaxni. (C) El karst es rellenado las brechas y se inicia una transgresión marina depositando el wackestone de *Toucasia* sobre él. (D) Continúa el sepultamiento y aumento de temperatura del paleokarst, así como el proceso de compactación, facilitando el 'rebrechamiento', el fracturamiento y la dolomitización, los fluidos expulsados de la lutitas, las rocas subyacentes del Cretácico Inferior y Jurásico Superior pudieron haber sido, una fuente significativa de Mg que se movió a lo largo de las fracturas y las rocas.

Durante el sepultamiento, posiblemente hubo dos períodos de dolomitización; uno influenciado por sepultamiento a poca profundidad (somero), donde es importante la porosidad y composición de la matriz en las brechas, ya que al nivel de milímetros y micras hubo dos componentes diagénéticos: los litoclastos estables y el cemento de calcita equigranular (en bloque) meteórico, entre los que existió la facilidad para la circulación de las soluciones dolomitizantes. Durante el reemplazamiento por dolomita, el proceso fue controlado por el tamaño de los granos o cristales y posiblemente por la mineralogía, ya que aunque los litoclastos y el cemento de calcita equigranular (en bloque) eran de la misma composición mineralógica (calcita), los primeros eran menos porosos y con una organización cristalográfica heredada de la roca madre antes de ser litoclastos, y los segundos estaban organizados de acuerdo con las estructuras que formaron en los

ambientes vadoso o freático; su tamaño y organización facilitaron la formación y el crecimiento relativamente rápido de cristales anhedrales de dolomita y tamaño entre 40 y 75 μm ; no existieron condiciones para la nucleación uniforme de cristales, por lo caótico y heterogéneo de la matriz.

En el segundo período de dolomitización el sepultamiento fue mayor (profundo) y las temperaturas también, lo que favoreció el proceso de reemplazamiento en los litoclastos mayores por la dolomita barroca, desarrollando una textura xenotópica gruesa de cristales anhedrales de entre 150 y 300 μm , tamaño mayor que contrasta con el de los cristales de dolomita en la matriz previamente dolomitizada; no hay indicios de que la dolomita gruesa reemplace a la fina formada previamente en la matriz. La dolomita barroca se considera como el producto de un reemplazamiento por sepultamiento y/o altas temperaturas. Se ha comprobado en base a estudios de campo y laboratorio que la dolomita barroca es un indicador petrográfico del crecimiento lento y a alta temperatura ($> 50\text{ }^{\circ}\text{C}$) de cristales grandes (Gregg y Sibley, 1984).

El origen del Mg fueron probablemente las rocas terrígenas subyacentes de las Formaciones Santuario y Trancas del Cretácico Inferior-Jurásico Superior que tienen espesores considerables de lutitas y areniscas y algunas rocas carbonatadas.

Por otra parte, en los procesos de no dolomitización, es evidente por la petrología, diagénesis y geoquímica de las brechas y sedimentos de la sección Dengandho, que en el borde sur de la plataforma el acuífero del paleokarst fue alimentado con aguas meteóricas, y que en el interior de la plataforma, en las secciones Boxaxni y Pozuelos, también el paleokarst tuvo una paleohidrología similar, formada por el agua meteórica, porque aunque las brechas están dolomitizadas, se conservan los fantasmas de fábricas idénticas a las de Dengandho. Si hubiera existido otra composición del agua, diferente de la meteórica, no se habrían formado las mismas fábricas en las brechas, ni su estratigrafía y espesores serían similares; adicionalmente, la estratigrafía muestra que la cubierta del paleokarst consiste de facies marinas (wackestone de *Toucasia*) en las tres secciones.

Es importante el papel que la paleogeomorfología y la paleotopografía de la plataforma jugaron en los procesos dolomitizantes. Las Secciones Boxaxni y Pozuelos situadas en la parte interna de la plataforma tuvieron un cierto estancamiento, y por lo tanto un tiempo mayor de residencia de las aguas residuales modificadas; en tanto que en la Sección Dengandho no ocurrió lo mismo, porque estaba situada en el borde de la plataforma y las aguas meteóricas residuales fueron desplazadas o lavadas con mayor facilidad, por la paleotopografía más baja que en el interior de la plataforma y por su cercanía con el borde de la plataforma. Lo anterior generó un ambiente diagenético que no fue adecuado para la dolomitización.

En el registro geológico hay un modelo paleogeográfico de carbonatos de submarea del Paleozoico inferior de Nevada muy similar al de Actopan, en el cual la dolomitización se limita a las rocas del interior de la plataforma, dejando las del borde sin dolomitizar (Dunham y Olson, 1978).

4.4.2 DOLOMITIZACIÓN ASOCIADA CON EVAPORITAS

En la base del paleokarst de la Sección Boxaxni, las rocas presentan laminaciones de algas y yeso. El intemperismo de las rocas laminadas es de color café oscuro, así como el de las brechas de la base del paleokarst, en los afloramientos hay una cubierta blanca de caliche reciente; en la Figura 44 se ilustran algunos detalles.

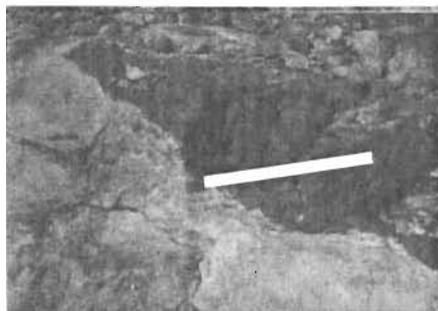


Figura 44..La línea horizontal muestra el contacto entre las carpetas de algas café oscuro y las brechas en la parte superior, ambas están cubiertas con caliche blanco. Longitud de la línea 35 cm.

Las estructuras laminadas fueron configuradas por la acción de algas o cianobacterias asociadas con yeso que formaron una alfombra algácea ('algal mat'), resultante de la acción de una película orgánica con una estructura filamentosamente muy compleja típica de las cianofíceas. Estas estructuras orgánicas frecuentemente son cortadas por grietas de desecación (Figura 45); la asociación entre carpetas de algas y yeso es común en muchas columnas del registro geológico (Mioceno del Golfo de Suez y del Mar Rojo, Eoceno de la Cuenca de los Pirineos, Misisípico del Ártico y el Silúrico de Michigan), siempre relacionadas a exposición subaérea y aguas con alta salinidad producto de la evaporación.

En la base del paleokarst en la plataforma de Actopan los yesos café oscuro cambian lateral y verticalmente a dolomías finas de aspecto macizo del mismo color. Existe similitud entre estos sedimentos y lo que Aguayo *et al.* (1979) identificaron en el área Reforma-Villahermosa en las rocas del Cretácico Inferior, y lo interpretaron como depósitos de planicies de marea (p. 9): "Litológicamente el área está constituida por micritas finamente laminadas de color gris oscuro, intercaladas con estromatolitos de posible origen algácea, de color café. Las estructuras sedimentarias más sobresalientes son fracturas de desecación formadas durante los periodos breves de exposición subaérea a que estuvieron sometidos los sedimentos calcáreos; así como brechas de colapso asociadas a depósitos de anhidrita, y cavidades debidas a la disolución de las rocas calcáreas, lo cual denota una cementación relativamente rápida".

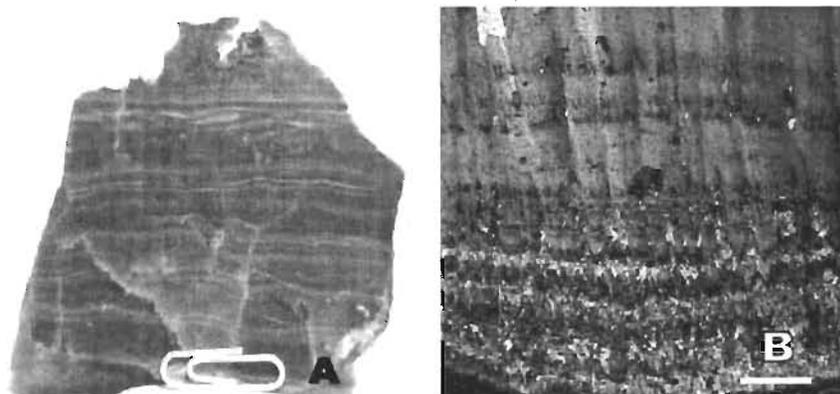


Figura 45. A) Muestra de la base del paleokarst de la Sección Boxaxni de yeso con cristales alargados verticalmente en forma de “zig-zag” (Warren, 1999), laminada por la acción de carpetas de algas cianofíceas; se observan varias microfallas inducidas por la desecación. Escala un clip. **B)** Fotomicrografía con nícoles cruzados mostrando las laminaciones de algas cianofíceas y los cristales de yeso alargados perpendicularmente a las laminaciones, formando estructuras de ‘zig-zag’. Escala 50 μm .

Las estructuras laminares de algas y su asociación con yeso de la Sección Boxaxni, pueden ser comparadas con las del Mioceno del Golfo de Suez (Monty *et al.*, 1987), asociadas con yeso (Figura 46) formadas en lagunas marginales hipersalinas.

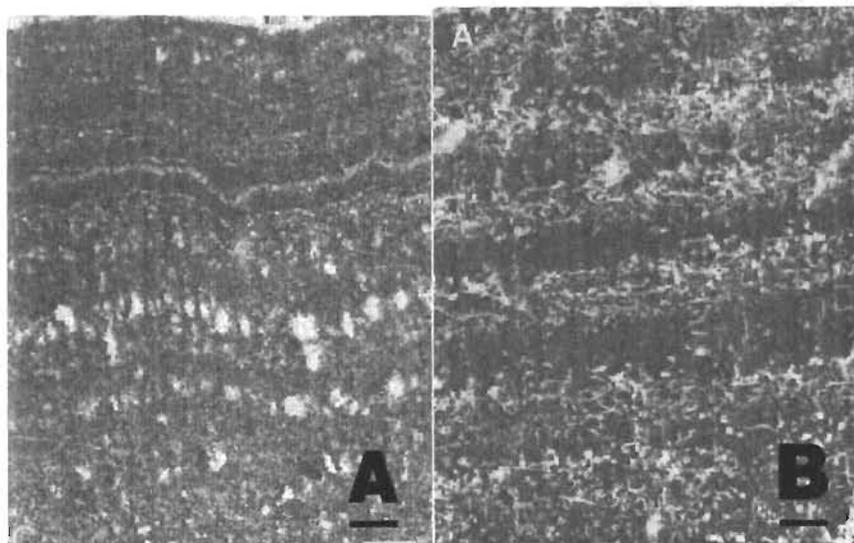


Figura 46. A) Figura tomada de Monty *et al* (1987, p. 143), mostrando las estructuras laminares estromatolíticas dolomitizadas, escala 400 μm . **B)** Figura tomada de Monty *et al* (1987, p. 179) que muestra las cianobacterias laminadas incluidas en cristales alargados de yeso (selenita), escala 1 mm.

El origen del yeso laminado de la base del paleokarst indica que posiblemente estuvo relacionado con sedimentos de lagunas marginales con alta evaporación y salinidad, que favoreció la presencia de algas cianofíceas que dieron origen a la estructura laminar. En la actualidad, en las lagunas hipersalinas que se forman en las márgenes del Mar Rojo en condiciones semiáridas, existe este tipo de relaciones entre evaporitas-carpetas de algas-dolomitización (Friedman, 1980). Otro modelo al cual pueden ser aparentemente semejantes, es el del tipo sabkha que se forma en condiciones de extrema aridez en la Isla de Abu Dhabi y en Qatar en la provincia del Golfo Pérsico (Shinn, 1983), no obstante, en el caso de los modelos de sabkha en el Golfo Pérsico las carpetas de algas no están directamente asociadas con el yeso, sino que las estructuras de desecación y las láminas formadas por las carpetas de algas se encuentran en la zona de intermarea, mientras que el yeso o la anhidrita se limitan a la zona de supramarea, de manera que no están asociados directamente durante su formación el yeso y las carpetas de algas, estando separadas verticalmente más de un metro (Shinn, 1983).

Otro ejemplos modernos del depósito de evaporitas asociadas con carpetas de algas se encuentran en las lagunas costeras del sur de Australia, en un clima de tipo semiárido, con un régimen anual de lluvias del orden de 250-600 mm/año, una evaporación anual de 1500-2250 mm/año, temperaturas en el invierno de 10 a 20 °C y temperaturas en el verano con un promedio de 30 °C que pueden alcanzar los 40 °C. En estos ambientes se forman cristales primarios de yeso de hasta 30 cm de longitud perpendiculares a la superficie de sedimentación, los cuales son cubiertos por carpetas de algas cianofíceas (Warren, 1989). Otro ejemplo se localiza en la costa norte del Sinai, en el Golfo de Elat en el 'solar lake', donde las carpetas de algas están cortadas por el desarrollo de polígonos de desecación; las fracturas de desecación se forman durante el verano y el otoño cuando la superficie de las carpetas queda expuesta subaéreamente y son cubiertas por capas de yeso (Warren, 1989). También en el Sinai en su parte sur en el 'Ras Mauhmmad Pool', se forman capas de yeso prismático con cantidades menores de aragonita y calcita, en las cuales hay capas de algas laminares que contienen cristales de yeso que

parecen formar una estructura de desplazamiento entre la capa algácea (Warren, 1989).

El mecanismo de dolomitización propuesto por Warren (1989) para los depósitos de evaporitas asociadas con carpetas de algas que se encuentran en las lagunas costeras actuales corresponde al modelo de reflujo de salmueras calientes hipersalinas con una relación alta de Mg/Ca, influenciado por la precipitación de yeso. Warren (*op. cit.*) considera que el modelo de reflujo de salmueras no puede operar a una escala regional, sino en pequeñas áreas relacionadas con lagunas costeras, a veces geográficamente aisladas entre sí.

4.5 CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DEL PALEOACUÍFERO DEL PALEOKARST DE ACTOPAN

En el contexto de los estudios de diagénesis meteórica de un paleokarst son importantes los estudios petrográficos de los litoclastos, la matriz y cementos, y la respuesta de ellos a la catodoluminiscencia. Sin embargo, la geoquímica es otro elemento también importante en la reconstrucción del antiguo acuífero (Lohmann, 1988; Tucker y Wright, 1990; Moore, 2001).

A fin de reconstruir el paleoacuífero en el paleokarst de Actopan se estudiaron los isótopos estables que dejaron su firma geoquímica en los cristales de calcita de los cementos en las brechas y en los sedimentos. En los estudios de diagénesis de rocas carbonatadas, los isótopos de oxígeno $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ y de carbono $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ son los más usuales; también se estudiaron los elementos traza y mayores, tales como Sr, Mg, Mn, y Fe, que en muchas investigaciones similares han demostrado, su utilidad para conocer la evolución de paleoacuíferos en procesos paleokársticos. En el anexo V se incluye el artículo: “Geoquímica de las rocas asociadas al paleokarst cretácico en la Plataforma de Actopan. evolución paleohidrológica”.

4.5.1 Estudios geoquímicos

En la Sección de Dengandho para los estudios de geoquímica, se utilizaron las mismas muestras colectadas para la petrología y a fin de obtener el material adecuado para los análisis, se seleccionaron las partes representativas de los cementantes y de la matriz en las brechas y sedimentos del paleokarst. Se evitó, hasta donde fue posible la contaminación con partes de los litoclastos, porque tienen otras firmas geoquímicas.

En la Sección de Dengandho se efectuó un muestreo a cada 10 m en un corte estratigráfico. En la Figura 9 se ilustran las coordenadas de la retícula topográfica, en la escala vertical los números menores corresponden a las rocas antiguas (0), y los mayores a las rocas jóvenes (170), la escala horizontal se encuentra a rumbo de -60 a + 30.

El origen de la cuadrícula se situó en la estación (0, 0) y corresponde a la muestra Cvk7, mediante un GPS (12XL de 12 canales, marca Garmin), con el sistema UTM, las lecturas son:

Altitud 2094 m, 14Q 0494151, UTM 2243602, que representan la zona 14Q (0494151 m E, 2243602 m N).

La composición isotópica del carbón y del oxígeno se expresa en términos de una notación delta definida por los parámetros:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = \frac{[^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}_{\text{muestra}} - (^{13}\text{C} / ^{12}\text{C})_{\text{VPDB}}]}{(^{13}\text{C} / ^{12}\text{C})_{\text{VPDB}}} \times 10^3$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} = \frac{[^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}_{\text{muestra}} - (^{18}\text{O} / ^{16}\text{O})_{\text{VPDB}}]}{(^{18}\text{O} / ^{16}\text{O})_{\text{VPDB}}} \times 10^3$$

Donde el estándar de comparación es el VPDB (gas CO₂), el cual corresponde a la calcita de un belemnite (*Belemnitella americana*) de la Formación Peedee del Cretácico del Sur de Carolina en los Estados Unidos, según el acuerdo de Viena. Para Meyers y Lohman (1985), Lohman (1988) y Moore (2001) existen dos ambientes diagenéticos principales en las rocas carbonatadas: meteórico y marino. Los valores isotópicos de las relaciones del oxígeno en las aguas marinas varían alrededor de cero, dependiendo de las condiciones de temperatura, de evaporación

o de la posible dilución de agua dulce en el mar; bajo condiciones de una evaporación intensa, tales como las salinas o los Sabkhas, las aguas pueden tener valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ altos.

En el caso de agua meteórica, los valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ son negativos y muestran un amplio rango, debido a efectos de altitud y latitud. Por otro lado, los carbonatos precipitados como cementantes a partir de agua marina o meteórica, generalmente reflejan la composición isotópica del oxígeno, aunada al efecto causado por la temperatura del fluido precipitante.

En general, los procesos orgánicos son los que afectan el comportamiento isotópico del carbono, debido principalmente al proceso de la fotosíntesis. El intervalo natural de los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ es amplio; el carbono orgánico tiene valores bajos (-24 ‰), en las formas oxidadas de carbono como el CO_2 los valores $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ se encuentran alrededor de -7 ‰. Para el caso de los carbonatos marinos depositados como minerales de calcita o aragonita, hay un intervalo de 0 a + 4 ‰. En los paleokarsts, el intemperismo del suelo y la estabilización de los minerales carbonatados, incluyendo la disolución de calizas marinas la precipitación posterior de cementos de calcita en las zonas vadosa y freática, dan generalmente como resultado cementos con composiciones de $\delta^{13}\text{C}$ moderadas, en promedio de alrededor de -1 y +2 ‰.

Elementos traza y mayores, tales como Sr, Mg, Mn y Fe han sido utilizados por Meyers (1978), Meyers y Lohman (1985), Lohman (1988), Gorzawski y Cedillo (1988), Wagner *et al.* (1995) y Moore (2001) para conocer la evolución de paleoacuíferos en rocas carbonatadas que estuvieron expuestas a procesos kársticos.

La calcita hipermagnesiana es un mineral metaestable con una solubilidad diez veces mayor que la de la calcita 'normal' (baja en Mg) (Morse y Mackenzie, 1990). En un acuífero antiguo lo anterior se reflejaría en una estabilización progresiva a calcita normal, a medida que el paleoacuífero madura diagenéticamente a través del tiempo geológico y se reconoce con un incremento en la concentración de Mg en los cementantes de calcita, de tal manera que hay un "pico de Mg" durante la evolución de la columna del paleoacuífero.

La aragonita es un mineral inestable que tiene una solubilidad doble que la de la calcita (Morse y Mackenzie, 1990). Moore (2001) reportó la diferencia de solubilidad entre la calcita hipermagnesiana y la aragonita, de manera exista un direccionamiento del Sr, tanto en su destino como en su tiempo con respecto al Mg durante el proceso de diagénesis meteórica, porque al estar en contacto con dos fases sólidas con distinta solubilidad las aguas, simplemente no pueden estar en equilibrio con la roca. Este proceso da lugar a que después de que toda la calcita hipermagnesiana sea convertida en calcita, se incremente el contenido de Sr en el agua y se genere un “pico de Sr” en los cementos precipitados. Sin embargo, en este punto Moore (2001) y Lohmann (1988) no hacen distinción con respecto a la solubilidad diferencial de estos dos minerales inestables y simplemente asientan que el Mg y el Sr se adicionan en los fluidos del paleoacuífero a medida que la calcita hipermagnesiana y la aragonita se disuelven. Consideran que ambos elementos tienen un coeficiente de distribución menor a la unidad, y que por medio de una disolución incongruente, la concentración de estos elementos se incrementa progresivamente a medida que la interacción del agua crece, precipitándolos posteriormente en los cementantes.

Según Lohman (1988), el Mn y Fe no provienen de la disolución de minerales carbonatados metaestables y no deben ser considerados como el Mg y el Sr que reflejan la interacción entre las rocas y el agua. Para que haya una concentración de ellos se requiere condiciones de reducción acompañadas de una fuente local que podría estar localizada entre los sedimentos y que permita su incorporación en los cementos. Moore (2001) describe que las condiciones de un ambiente vadoso son oxidantes y favorecen la presencia de Fe^{3+} y Mn^{4+} e impiden la incorporación en la estructura de la calcita de Fe y Mn bivalentes. Generalmente, las condiciones de reducción necesaria se encuentran en la zona freática, facilitando la incorporación de ambos elementos en la calcita.

Los resultados numéricos de todos los análisis geoquímicos se presentan en el anexo III.

4.5.2 Presentación de resultados

La Figura 47 ilustra en forma de gráfica los resultados de los análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno, así como de elementos traza y mayores en función de la profundidad relativa en el paleoacuífero de la plataforma de Actopan en la sección Dengandho. Las muestras están marcadas con las siglas cvk7 a cvk23 empleadas como clave para los análisis geoquímicos, en la columna izquierda están las siglas con su posición topográfica entre paréntesis.

La posición de la zona vadosa y freática del paleokarst de Dengandho, interpretada a partir del estudio de la petrología y las fábricas de las brechas, da a conocer que en las muestras cvk15 y cvk16 (-10, 80 y -10, 90 de la columna estratigráfica, Figura 11), las rocas están formadas por sedimentos limosos y sedimentos laminares finos de relleno de caverna. Según Loucks (1999), los sedimentos laminares finos se depositan en los pasajes (niveles) freáticos y pueden formar parte del contacto entre la zona vadosa y la freática, lo que sugiere que el nivel freático principal del paleoacuífero ocurrió en cvk16 (-10, 90).

Para apoyar esta interpretación se presentan los resultados geoquímicos los cuales aportan las siguientes evidencias:

De acuerdo con Wagner y Matthews (1982), Wagner *et al.*(1995), Allan y Matthews (1977), Saller y Moore (1991) se pueden identificar las superficies de paleoexposición subaérea y los límites de los niveles freáticos en los paleoacuíferos. Wagner *et al.* (1995) consideran que en los perfiles geoquímicos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$, Sr y Mg en las superficies de exposición subaérea y en los paleoniveles vadosos y freáticos, se pueden emplear los criterios de las anomalías del modelo “J” invertida de Meyers y Lohman (1985) y Lohman (1988).

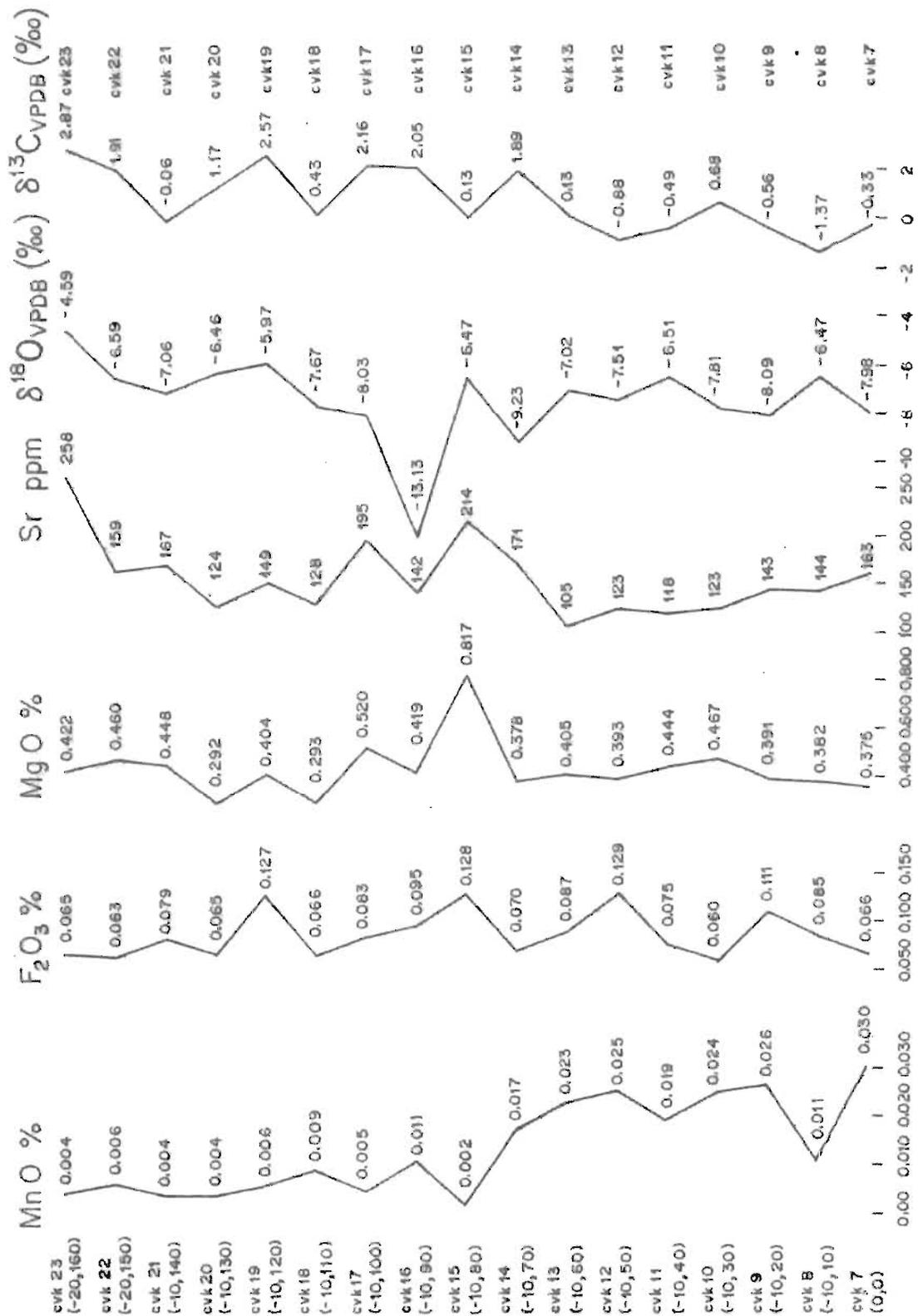


Figura 47. Resultados de los análisis geoquímicos de isótopos estables, elementos traza y elementos mayores, las muestras están marcadas con las siglas cvk7 a cvk23 (empleadas como clave para los análisis geoquímicos).

En la Figura 47 la parte que se presupone correspondió a una zona paleovadosa localizada entre los niveles cvk21 y cvk17 (-10, 140 a -10, 100), tiene valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ en general positivos variando entre -0.06 y 2.16 ‰, con un máximo de 2.57 ‰ (cvk19). En cvk16 (nivel freático), $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ tienen un valor de 2.05 ‰, y a partir de este punto disminuyen hasta alcanzar un mínimo de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -1.37$ ‰. En forma general, el nivel clave cvk16 (-10, 90) marca un límite entre los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ arriba del nivel paleofreático que son positivos y debajo de este mismo nivel son negativos.

Los valores de los isótopos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ que presentan en la zona paleovadosa se conservan más o menos constantes, con valores para $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ en el intervalo de -7.06 ‰ para (cvk21) a -8.03 ‰ para (cvk17), mostrando un empobrecimiento notable hasta de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} = -13.13$ ‰ en el nivel paleofreático en cvk16. Por su parte, en la zona paleofreática, encontramos que se empobrece un poco menos, con valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ en el rango de -9.23 ‰ para el nivel (cvk14), y de -8.09 ‰ para el nivel (cvk9). No es común que sea tan bajo el valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} = -13.13$ ‰ para el nivel paleofreático, sin embargo, existen algunos estudios en paleokarsts donde también hay valores muy bajos en los isótopos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$. Por ejemplo en el paleokarst Knox del Ordóvico localizado en los Apalaches (Mussman *et al.*, 1988) donde hay valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ de hasta -11.8 ‰ en unos cementantes meteóricos tardíos. Otro ejemplo incluye la Formación El Abra en su localidad tipo, donde hay valores en cementantes meteóricos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} = -12.2$ ‰ (Minero, 1988). Gorzawski y Cedillo (1988) reportan también en rocas paleokársticas jurásicas de Perú valores muy negativos para $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ de -16 ‰. En la mayoría de los paleokarsts reportados en la literatura se mencionan valores promedio de -7.04 ‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ en la zona paleovadosa y valores de -7.45 ‰ en la zona paleofreática.

La presencia del Sr como elemento traza indica un patrón similar al del $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$, siendo en la parte superior del nivel paleofreático los valores más altos. Para el intervalo comprendido entre cvk22 a cvk17, las concentraciones de Sr varían de 159 a 195 ppm. En el paleonivel freático la concentración de Sr es de 142 ppm, a

partir de cvk15 tienen un nivel máximo de 214 ppm, a partir de allí son más bajos en general variando de 171 a 105, para terminar en el nivel cvk7 con 163 ppm de Sr con un mínimo generalizado en esta zona paleofreática.

El MgO también presenta un patrón general similar al de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ y Sr, en la zona paleovadosa en el intervalo entre cvk21 a cvk17 los valores MgO varían entre 0.448 y 0.520 en %. En el nivel paleofreático (cvk16) el valor es de 0.419 (%), hasta alcanzar un máximo de 0.817 (%) en cvk15. Para el intervalo entre cvk14 a cvk7 los valores de MgO son bajos, variando entre 0.378 y 0.375 (%).

En general, en la zona paleovadosa los valores y el promedio de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$, Sr y MgO son más altos que en la zona paleofreática; por lo tanto, a partir del nivel paleofreático (cvk16), los valores tienden a ser más bajos.

Según Meyers (1978), Meyers y Lohman (1985) y Moore (2001) durante la maduración de un paleoacuífero se genera una concentración de Mg, de tal manera que presenta un “pico de Mg”. En forma similar, Moore (2001) describe la presencia de un pico en la concentración de Sr, generada por la evolución del acuífero de tal forma que primeramente se debe formar el “pico de Mg” y después el “pico de Sr”, lo cual se explica por las diferencias en la solubilidad de estos elementos. Sin embargo ya se dijo que Lohmann (1988) no concede importancia a la diferencia de la solubilidad entre los dos minerales metaestables, de donde proceden el Mg y el Sr, y simplemente considera que ambos se incorporan juntos en los cementantes.

En la sección estratigráfica-geoquímica (figura 47) se muestra la coexistencia de los “picos de Mg y Sr” para la muestra cvk15 (-10, 80), localizada a 10 m por debajo del nivel paleofreático identificado en cvk16. Estos picos presentan valores máximos de 0.817 (%) para el Mg y de 214 ppm para el Sr. El hecho de encontrar a los máximos juntos y unos metros más abajo del supuesto nivel paleofreático, tiene más afinidad con el punto de vista expresado por Lohmann (1988), que con lo mencionado por Meyers (1978), Meyers y Lohman (1985) y Moore (2001).

Las condiciones de oxidación de un ambiente paleovadoso favorecen la presencia de Fe^{3+} y Mn^{4+} pero con estas valencias no pueden incorporarse en la estructura de la calcita; en cambio en un ambiente paleofreático con una condición de

reducción o estancamiento se propicia la incorporación fundamentalmente de Fe^{2+} y Mn^{2+} (Moore, 2001). Los análisis cuantitativos por fluorescencia de rayos X de elementos mayores permitieron determinar el MnO en % y Fe_2O_3 %; en tres muestras (cvk 9, cvk 15 y cvk 19) se obtuvieron los valores de FeO en %, por el método de Shapiro y Branco titulando con dicromato de potasio.

En la Figura 47 se aprecia que en la zona paleovadosa, en el intervalo comprendido entre las muestras cvk21 a cvk17, los valores de MnO (%) son bajos, variando entre 0.004 y 0.005 (%), y para el nivel paleofreático, de 0.011 (%), y en la zona paleofreática son más altos de 0.017 (%) para cvk14, y valores entre 0.023 a 0.030 (%) para los niveles cvk13 y cvk7. Se advierte claramente un incremento de MnO (%) en la zona paleofreática lo cual, según Moore (2001), sucede porque hay condiciones reductoras, mientras que en la zona paleovadosa las condiciones son de oxidación, lo que no favorece la presencia de MnO.

En la gráfica correspondiente al Fe_2O_3 (%) los valores son muy bajos y no se advierte un patrón muy diferenciado entre las zonas paleovadosa y paleofreática, presentando valores variables como 0.079 (cvk21), 0.128 (cvk15), 0.129 (cvk12) y 0.066 (%) (cvk7), en el nivel paleofreático en cvk16 (-10, 90) hay una lectura intermedia de 0.095 (%). Los valores de FeO en las muestras cvk 19 de 0.051 %, cvk 15 de 0.034 % y cvk 9 de 0.017 %, son también bajos.

En la Sección de Dengandho, las rocas del contacto entre las capas de wackestone de *Chondrodonta* sp. con escasos caprínidos y las capas que las cubren, de wackestone de *Toucasia* sp. no muestran evidencia física de discordancia o petrológica de algún conglomerado, brecha, o restos de rizolitos que indique condiciones de exposición subaérea (Figura 11); sólo lateralmente en la parte estratigráfica superior del paleokarst, el wackestone de *Toucasia* sp. cubre a los 5 m de brechas (cvk21, -10, 140), las cuales están formadas por sedimentos de relleno de caverna con astillas, lajas y bloques, pertenecientes a la parte superior del paleokarst (zona B), así como a la chimenea vertical (zona C).

El estudio geoquímico permite descubrir que hay anomalías importantes entre las rocas de la parte superior del paleokarst, y las facies marinas que lo cubren.

En los sedimentos de la cubierta hay dos muestras, una cvk 22 (antigua) que es de transición entre el paleokarst propiamente dicho y la cubierta marina, y la otra representada por cvk 23 (joven) que es francamente marina.

En nivel cvk22 se determinaron valores de: 159 ppm para Sr, -6.59% para $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ y 1.91% para $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$. En el nivel cvk 23 los valores de las distintas variables son de 258 ppm para Sr, de -4.59% para $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ y de 2.87% para $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$. Se reconoce estas últimas cifras (cvk 23) como de condiciones típicas marinas (Lohman, 1988; Moore, 2001).

En la cima del paleokarst (cvk 20 y cvk 21) donde fluía agua meteórica, los valores del Sr varían de entre 124 y 167 ppm, $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ varía de -6.46% a -7.06% , y el $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ va de 1.17% y -0.06% . En la Figura 47 se puede apreciar en forma gráfica cómo los valores de las variables geoquímicas de la cubierta transgresiva varían en forma notable con respecto a los del paleokarst propiamente dicho.

Esto es congruente con los estudios geoquímicos detallados de Wagner *et al.* (1995) en rocas del Pérmico Inferior del oeste de Texas, Cretácico de Omán y Terciario del sur de China, donde reconocen anomalías geoquímicas después de las superficies de paleoexposición subaérea, como son disminución en los valores de Sr, $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$. El mismo tipo de patrón geoquímico se presenta en las rocas del Jurásico de Perú (Gorzawski y Cedillo, 1988).

La anomalía geoquímica identificada en la cima del paleokarst en Dengandho, muestra que aunque no se tengan evidencias físicas o petrológicas en las rocas calcáreas, se pueden detectar ‘discontinuidades estratigráficas’ en una paleoexposición subaérea de corto tiempo geológico.

En la sección Dengandho es notable que los estudios de los isótopos estables de oxígeno $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ y de carbono $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ y el empleo de los elementos traza y mayores de Sr, Mg, Mn, y Fe de fases diagénéticas conjuntamente con los caracteres petrológicos de las brechas, coincidieran en la identificación de las paleozonas vadosa y freática, así como del nivel freático con exactitud.

4.6 FRACTURAS

4.6.1 FRACTURAS POR FORMACIÓN DE UN KARST

En el análisis de un karst o un paleokarst no se pueden desligar los estudios de las características petrológicas de las rocas, de aquellos factores que dan lugar a la formación de fracturas por distintos mecanismos (Kerans, 1990; Esteban y Wilson, 1993).

En un karst del Reciente, el edificio rocoso calcáreo está sujeto a socavación por disolución en las zonas freática y vadosa. La oquedad produce esfuerzos en los techos, columnas y paredes de las cavernas, en parte por el peso de las rocas sobreyacentes y por la falta de soporte. Al remover el soporte en la zona vadosa, se debilita el techo y se colapsa; la mayoría de los productos del colapso de techos, columnas y paredes forma las brechas caóticas y sedimentos en el piso de los pasajes de las cavernas. En las cavernas no colapsadas los esfuerzos que se ejercen alrededor de los pasajes producen brechas de agrietamiento y de mosaico en el techo, paredes y columnas; en sus alrededores se alojan los productos de los derrumbes.

Adicionalmente, durante la evolución geológica por el sepultamiento del karst muchas de las brechas ya formadas durante el relleno del karst se “rebrechan”, debido al sepultamiento y porque soportan a los sedimentos que cubren al mismo. Posteriormente o durante el sepultamiento, pueden ocurrir eventos tectónicos que aplican nuevamente esfuerzos a las rocas ya antes fracturadas. Por lo tanto es importante distinguir entre fracturas diagenéticas relacionadas al sistema de karst de aquellas relacionadas con tectonismo.

4.6.2 FRACTURAS TECTÓNICAS

En geología estructural hay tres categorías fundamentales de estructuras: a) contactos, b) estructuras primarias y c) estructuras secundarias (Davis y Reynolds, 1996).

- a) Los contactos son los límites que separan un cuerpo de roca de otro, e incluyen los contactos normales de depósito, discordancias, contactos intrusivos, contactos de falla y zonas de contacto por esfuerzos.
- b) Las estructuras primarias se desarrollan durante la formación de un cuerpo de roca: un sedimento antes de ser una roca sedimentaria; un magma intrusivo o extrusivo antes de su solidificación por enfriamiento. Las estructuras primarias, como la estratificación cruzada o las rizaduras en una roca sedimentaria o las vesículas de un basalto, reflejan las condiciones locales del ambiente donde la roca se formó.
- c) Las estructuras secundarias se forman en las rocas sedimentarias, metamórficas e ígneas después de su litificación, y en las rocas metamórficas durante o después de su formación. Los esfuerzos que dan lugar a las estructuras secundarias están generalmente relacionados con deformaciones regionales. Según Davis y Reynolds (1996), la distinción entre las estructuras primarias y secundarias es a veces difícil y subjetiva, lo cual nos hace considerar seriamente aplicar sus conceptos en un paleokarst al hacer un estudio estructural en él. Un paleokarst es en sí por ejemplo, una discordancia (un contacto); las brechas caóticas y los derrumbes son contactos porque limitan generalmente dos litologías distintas, pero como a veces hay una organización o fábrica en el piso de la caverna, se forma una estructura primaria. La formación de agrietamiento y fracturas en mosaico (brechas) en los pilares, paredes y techos de las cavernas por falta de apoyo, son primarias (no hay movimiento ni desplazamiento y revelan el ambiente de debilidad donde se formaron), pero cuando se sepultan y soportan una carga litoestática se deforman de nueva cuenta (“rebrechan”) formando una estructura secundaria. Por último, vienen los movimientos tectónicos que provocan la deformación regional, con la formación de plegamientos, fallas, fracturas, etc., sobreponiéndose a los eventos antes descritos.

4.6.3 DISTINCIÓN DE FRACTURAS PALEOKÁRSTICAS Y TECTÓNICAS

La distinción entre las estructuras primarias y secundarias es a veces difícil y subjetiva. La solución es distinguirlas en las litologías adecuadas y eliminar las que causan confusión.

Es necesario tomar en cuenta que en la brecha de agrietamiento, la roca ha sido fuertemente fracturada, formando fracturas muy finas (micrómetros) que separan los clastos; además las brechas de mosaico son muy similares a las de agrietamiento, aun cuando el desplazamiento entre los clastos sea mayor (milímetros) y algunos clastos tengan una rotación pequeña evidente. En esta forma estos dos tipos de brechas tendrían la misma litología de las rocas fracturadas (techo, paredes y columnas).

Por otro lado, las brechas de derrumbe y los sedimentos (caóticas, caótica rica en matriz, sedimentos finos o gruesos de relleno de caverna, etc.) representan el colapso de las paredes o techos de la caverna, o bien su relleno por sedimento en el nivel freático, y dado su origen son formadas por diferentes litologías.

Como consecuencia cuando estos dos grupos de brechas son sometidos a esfuerzos tectónicos, en las brechas de agrietamiento y de mosaico, ya previamente fracturadas, se sobrepone otro fracturamiento, y es casi imposible distinguir uno del otro.

En las brechas caóticas y en los sedimentos de relleno, la distinción del fracturamiento tectónico será más fácil y segura, debido a lo heterogéneo de las litologías de los litoclastos y/o matriz, y a que probablemente la mayoría no estuvo sujeta a un fracturamiento antecedente.

4.6.4 FRACTURAS TECTÓNICAS EN DENGANDHO

Con base en las definiciones y metodologías de Davis y Reynolds (1996) para el análisis y observaciones de campo de los sistemas de fracturas, se procedió a determinar los dominios estructurales de la unidad litológica del paleokarst en la Formación El Abra.

En el inventario de fracturas en el paleokarst de Dengandho se emplearon los siguientes tres métodos de estudio: 1) Cuando el afloramiento es masivo de > 150 m de espesor estratigráfico, y se encuentran bien definidas las fracturas tectónicas, se delinearon en una fotografía y se confirmaron en el campo. 2) Se trazó un círculo de 1 m de diámetro en la parte central del paleokarst (brechas) donde se hizo un inventario de fracturas. 3) En los estratos de wackestone de *Toucasia* sp. que cubren el paleokarst, también se midió la orientación de las fracturas, para ver si coincidían con las fracturas mostradas a gran escala en el afloramiento y las del círculo de inventario de 1 m.

En el primer método inicialmente se interpretaron cuatro sistemas de fracturas en una fotografía tomada a una distancia de 200 m del afloramiento (anexo fotográfico II, p. 1, fig. 1).

El segundo método en la coordenada $-20, 80$, situada sobre una brecha de sedimento de relleno de caverna se estableció la estación de observación, se trazó un círculo de 1 m de diámetro y se hicieron 47 lecturas de orientación y longitud de las fracturas tectónicas dentro del círculo (anexo fotográfico II, p. 2, fig. 2).

Es importante resaltar que en los afloramientos y en las láminas delgadas las fracturas orientadas $N 75.5^\circ W$ y $N 53.8^\circ E$ (promedio de las lecturas) son más anchas (algunas tienen hasta 3 ó 4 mm) que las fracturas orientadas $N 13.3^\circ E$ y $N 15.3^\circ W$ (tienen 1 mm de anchura), las primeras cortan a las segundas.

En los estudios petrográficos y de catoluminiscencia fue posible comprobar lo mismo que se observó en los afloramientos: las fracturas orientadas $N 75.5^\circ W$ y $N 53.8^\circ E$ son más anchas y cortan a las fracturas orientadas $N 13.3^\circ E$ y $N 15.3^\circ W$ que son más angostas (anexo fotográfico II, p. 3, en las figs. 3 A y 3 B).

El tercer método de medida de las fracturas de origen tectónico se aplicó en los estratos de *Toucasia* sp., que cubren al paleokarst, en una estación. En el afloramiento cvk 23 ($-20, 160$), formado por wackestone de *Toucasia* sp., las lecturas son las siguientes: $N 20^\circ E$, $N 70^\circ W$, $N 55^\circ E$ y $N 10^\circ W$; comprobando así que en el paleokarst y en su cubierta, las tendencias de los cuatro sistemas de fracturas son iguales y afectan a los dos cuerpos estratigráficos.

4.6.5 FRACTURAS DE COLAPSO

En la literatura geológica referente a la petrología de rocas sedimentarias y en particular de las carbonatadas, generalmente el concepto de fracturas de colapso esta relacionado al colapso de una columna de rocas, resultante de la disolución de un cuerpo de evaporitas, dejando un espacio en el cual las rocas a su alrededor se hundien o colapsan.

Las primeras investigaciones o interpretaciones sobre la génesis y geometría de las brechas de colapso fueron hechas en columnas sedimentarias del Misisípico de Montana (Middleton, 1961). En las rocas cretácicas de la provincia del Golfo de México hay tres reportes sobre la ocurrencia de este tipo de brechas. En la Formación Edwards del Cretácico medio de Texas, Fisher y Rodda (1969) describen la relación entre estas brechas y la ocurrencia de espesores pequeños de evaporitas en esta formación, su lixiviación y por consecuencia, la formación de cuerpos de unos cuantos metros de brechas de colapso. En la Formación El Abra de la plataforma de Actopan, Carrasco (1971) documentó en una localidad a 40 km de Dengandho la presencia de brechas de disolución/colapso asociadas a dolomías de reemplazamiento. Los cuerpos de brechas son de 2 a 8 m de espesor sin gran continuidad lateral y clastos angulares dolomitizados de 0.2 a 12 cm soportados entre si, con un grado de selección muy bajo, y contenidos en una aparente 'matriz' de calcita neomórfica, muchos clastos exhiben desdolomitización. La tercera referencia de brechas cretácicas de colapso es de Guatemala, Blount y Moore (1969) reportan brechas de colapso en la Formación Ixcoy, relacionados estratigráficamente con grandes espesores de evaporitas en el subsuelo de la región del Petén. Estas brechas contienen clastos angulares soportados entre sí, muy dolomitizados, con selección muy pobre, contenidos en 'matriz' de calcita con una desdolomitización avanzada.

Es conveniente evaluar si las brechas del paleokarst en Dengandho pudieran ser originadas por disolución de evaporitas, para lo cual en la Tabla 1 se presenta un análisis comparativo de su estratigrafía, espesores y petrología.

	DENGANDHO	TEXAS	GUATEMALA	ACTOPAN
ESPEJOR (BRECHAS)	150 m	Algunos m	250 m	2 a 8 m
EVAPORITAS	No	Escasas	6 340 pies	Escasas
EDAD	Cretácico	Cretácico	Cretácico	Cretácico
CLASTOS SOPORTADOS	ALGUNOS	Sí	Sí	Sí
CLASTOS ANGULARES	ALGUNOS	Sí	Sí	Sí
“MATRIZ” (CALCITA)	No	?	Sí	Sí
DOLOMITA	No	Sí	Sí	Sí
DESDOLOMITIZACION	No	?	Sí	Sí
GEOMETRÍA	Hongo invertido	Tabular	Tabular	Tabular

Tabla 1. Cuadro comparativo de las brechas de ‘colapso’ en rocas cretácicas, con datos de Dengandho (esta tesis), Texas (Fisher y Rodda, 1969), Guatemala (Blount y Moore, 1969) y Actopan (Carrasco, 1971).

En la Tabla 1 se aprecia que el espesor y la geometría del paleokarst en Dengandho son similares a los que tienen muchos de los paleokarsts estudiados por Wilson (1993), Kerans (1989, 1990, 1993), Lucia (1996) y Esteban y Wilson (1993), con un promedio de 130 m y la forma de hongo invertido.

A 4 km al oeste de Dengandho, en el anticlinal vecino, Petróleos Mexicanos perforó en los años 80, el pozo de exploración Ixmiquilpan 1, y no encontró evidencia de evaporitas. En la brecha paleokárstica de Dengandho, algunos clastos son soportados entre sí en una matriz, o sin ella, pero el mayor porcentaje es de brechas caóticas y sedimentos de caverna con matriz generalmente limosa. Hay clastos angulares, pero también hay un alto porcentaje de subangulares y hasta algunos subredondeados. No contienen ‘matriz’ de calcita (neomórfica) reportada por Blount y Moore (1969) y Carrasco (1971). Tampoco hay dolomita en las rocas de Dengandho. Esta información indica claramente que las brechas cretácicas de Dengandho no son el resultado de un proceso de disolución/colapso de sedimentos evaporíticos-carbonatados.

CAPÍTULO V

5. EVENTOS GLOBALES Y CORRELACIÓN

5.1 ORIGEN DE KARSTS

Las morfologías características en sistemas de karsts dependen de un gran número de factores, incluidos: 1) mineralogía de la roca; 2) estructura geológica; 3) periodo de exposición; 4) tectónica; 5) relieve; 6) aspecto; 7) clima; 8) disposición de humedad y 9) tipo de suelo (Wright, 1982). Esteban y Klappa (1983) consideran que los factores mas importantes que influyen en la formación son: 1) clima; 2) intensidad y duración de los procesos diagenéticos subaéreos; 3) la posición de la zona de saturación, o nivel freático y sus lentes subyacentes de agua dulce y 4) fábricas de los sedimentos o rocas carbonatadas.

Choquette y James (1988) dividen en factores extrínsecos e intrínsecos a los procesos que forman sistemas de karsts.

Los factores intrínsecos incluyen la litología, la “matriz” o permeabilidad dentro de las capas y la disponibilidad de fracturas y otros conductos potenciales para el paso de agua meteórica.

Las fracturas son muy importantes como conductos del agua para el desarrollo de cavernas. El carácter del fracturamiento es generalmente “iterativo”, las pequeñas redes de fracturas formadas por disolución-colapso forman nuevos conductos. Los sistemas de fracturas ensanchados por disolución actúan como agentes de transferencia de masa, moviendo y transportando suelos y sedimento desde la superficie, hacia la parte baja del sistema, permitiendo el paso de aguas meteóricas que eventualmente precipitan las espeleotemas en las cavernas.

De los factores extrínsecos, es probable que los más importante sean el clima, magnitud de los cambios relativos del nivel del mar y tiempo de exposición subaérea.

Purdy y Waltham (1999) estudiaron los karsts actuales en China, Java y Jamaica, para conocer cómo actúan los distintos factores climáticos, tectónicos, litológicos y

de tiempo que influyen en la formación de estos karsts, y en su modificación o preservación. Consideran que la cantidad de agua meteórica que ingresa es un factor importante, relacionado estrechamente con el clima. Los remanentes erosivos positivos característicos de los karsts son producidos por la acción dinámica de la disolución de la caliza en las depresiones a su alrededor; la distinción entre los caracteres morfológicos de alto relieve característicos de las áreas tropicales, comparados con aquellos de regiones templadas, está en relación principalmente con los contrastes en la cantidad de lluvia anual (precipitación menos evaporación), con la presión del CO₂ y con la temperatura, siendo cada uno de estos factores, menos importante en el orden dado. Es importante señalar que no todos los terrenos kársticos de gran relieve ocurren en climas tropicales, hay una notable excepción en los climas subárticos de las montañas Mackenzie de Canadá y también en los terrenos kársticos de gran relieve de Papua Nueva Guinea que ocurren en regiones tropicales, donde el clima no siempre es tropical, debido a su altitud. Lo importante en los dos casos antes citados es que la cantidad de agua que ingresa es alta ya que en Canadá es producto del deshielo y en Papua Nueva Guinea de la lluvia.

5.1.1 CLIMA

El periodo Cretácico fue un intervalo relativamente más caliente que las condiciones actuales (Fischer, 1982; Frakes y Francis, 1990), como lo indica la distribución paleoclimática de los tipos de rocas, la flora, la fauna y las paleotemperaturas obtenidas de isótopos de oxígeno en las rocas sedimentarias. Durante el Albiano ocurrió el pico más caliente, en los mares, la temperatura fue posiblemente 10 °C más alta que la actual; la producción insignificante de evaporitas y la distribución de los yacimientos de carbón, indican que el Cretácico fue más húmedo que el Jurásico (Hallam, 1985).

De acuerdo con Fischer (1982) y Schlager y Philip (1990) el efecto 'invernadero' del Cretácico difiere drásticamente del periodo interglacial frío en el que vivimos actualmente. Según Fischer (1982), en la historia geológica de los últimos 700 Ma

han existido dos grandes ciclos de ‘invernadero’, uno en el Paleozoico (Cámbrico a Carbonífero) y el otro en el Mesozoico (Jurásico superior a Eoceno), por lo tanto, las plataformas del Cretácico se desarrollaron con un volumen mucho menor de hielo en los polos y hubo variación en los patrones de fluctuación del nivel del mar. En México, en la localidad tipo de la Formación El Abra del Cretácico medio, Enos *et al.* (1983) consideran dos cuestiones importantes: la carencia notable de paleosuelos y residuos de disolución, y que la disolución de microkarsts se formó en un clima tropical y subtropical variando esa disolución entre 5 y 100 mm / 1000 años, respondiendo a las diferencias de temperaturas y de precipitación. También consideran que la posición paleogeográfica de la Plataforma de Valles-San Luis Potosí estuvo entre 15°-25° N, y el desarrollo de arrecifes de rudistas, la abundancia de porosidad por disolución y los horizontes microkársticos son evidencias de un clima caliente y húmedo. Por lo que se interpretan condiciones climáticas similares para la plataforma de Actopan.

5.1.2 CAMBIOS EN EL NIVEL DEL MAR Y MAGNITUD

Un descenso relativo del nivel del mar durante el Cretácico medio, produjo exposición subaérea y karstificación (Schlager y Philip, 1990). Vierbuchen y Oestmann (1987) calcularon mediante estratigrafía sísmica en el este de Texas en una porción estructuralmente poco deformada y aplicando estudios detallados de paleontología y geología de subsuelo, que durante el ‘Cretácico medio’ hubo un descenso del nivel del mar del orden de los 60 a 100 m.

La variación del nivel del mar en el registro geológico puede reconocerse por contactos abruptos y contrastantes de diferentes facies, también por las “oyster plasters” (*Chondrodonta* sp.) y rudistas; formación de brechas por disolución y colapso y entre los caracteres topográficos especiales las chimeneas verticales (Esteban y Wilson, 1993). Las condiciones antes citadas ocurren en el paleokarst de Dengandho.

Si la conclusión de Vierbuchen y Oestmann (1987) es indudable, entonces pudo haber tenido lugar una caída similar del nivel del mar del orden de los 60 a 100 m en Dengandho, suficiente para generar las condiciones de formación del karst.

Es importante hacer notar que no hay huellas de *Microcodium* sp., ni de rizolitos; tampoco hay evidencias de la presencia de caliche, porque el clima fue húmedo con toda seguridad, como ocurrió en la Sierra del Abra (Enos *et al.*, 1983). Si se desarrollaron esas evidencias en la plataforma de Actopan, pudieron haber sido destruidas por la subsecuente transgresión marina durante la que se depositó el wackestone de *Toucasia* sp. que cubrió al paleokarst. Swift (1988) documentó muy bien cómo este tipo de evidencias litológicas superficiales es generalmente destruido cuando hay una transgresión marina.

En la evolución de la plataforma de Actopan durante el Albiano hubo tres etapas: La primera etapa del karst fue la juvenil, con el descenso de 60-100 m del nivel del mar, lo que causó que los sedimentos de la plataforma fueran expuestos a efectos de intemperismo subaéreo, dando lugar a morfologías de corrosión muy activas, tanto internas como externas, así como el relleno de litoclastos en las paleocavernas recién iniciadas, en el extremo sur de la plataforma quedaron situados los montículos de *Chondrodonta* sp. y rudistas.

En la segunda etapa de madurez, el karst fue más activo y se consolidó el sistema hidrológico y el relleno del karst por litoclastos; los grandes derrumbes de las paredes y techos acabaron de llenar las paleocuevas.

Probablemente el paleokarst no alcanzó la etapa de senilidad debido al tiempo geológico corto de menos de un millón de años de su formación. Algunos paleokarsts que tuvieron una vida larga de formación de hasta 30 millones de años, como los del Ordóvicico Inferior de Texas alcanzaron a desarrollar grandes pasajes freáticos de hasta 30 m de anchura ((Esteban y Wilson, 1993).

En la tercera etapa sobrevino la transgresión marina de sedimentos formados por wackestone de *Toucasia* sp. que cubrieron en su totalidad los restos del antiguo paleokarst y lo extinguieron.

5.2 CORRELACION CON OTROS EVENTOS PALEOKÁRSTICOS

5.2.1 EVENTOS REGIONALES

Hay sólo tres estudios bien documentados de rocas paleokársticas (Aguayo *et al.*, 1979; Schlager, 1991; Hovorka *et al.*, 1998) que son equivalentes o correlacionables con el evento que desarrollo el paleokarst en la Formación El Abra en la plataforma de Actopan; los demás estudios carecen de información y detalles (Varela *et al.*, 1997 y Martínez *et al.*, 2001).

Un paleokarst importante ocurrió en la provincia geológica cretácica del subsuelo de Chiapas-Tabasco donde las rocas de plataforma del Albiano y Cenomaniano se erosionaron total o parcialmente (Aguayo *et al.* 1979). En Texas, el acuífero Edwards (Hovorka *et al.*, 1998) se encuentra íntimamente relacionado con el desarrollo de un paleokarst con episodios de exposición subaérea relacionado a un descenso del nivel del mar. La discordancia entre la Formación Edwards y la Formación Georgetown sobreyacente es del Albiano superior-Cenomaniano. Existe evidencia geofísica de una discordancia en la porción suroriental del Golfo de México (noroeste de Cuba, sur de Florida y este de la Plataforma de Campeche), en el “Jordan Knoll” (Schlager, 1991), el cual es una unidad cretácica que presenta los contornos de una discordancia con carbonatos de periplataforma de edad Albiano-Cenomaniano inferior.

Es seguro que las causas que dieron lugar a sistemas de karst en rocas cretácicas del subsuelo de Chiapas-Tabasco, y la Formación Edwards y a la discordancia en el ‘Jordan Knoll’ sean las mismas que influyeron en la formación del paleokarst en la plataforma de Actopan, y por lo tanto los cuatro eventos sean de la misma edad (cima del Albiano superior).

En un estudio sobre paleokarsts en México de tipo Mississippi Valley, Colorado y Cruz (1980) describen las principales características de los yacimientos minerales emplazados en paleokarsts. Consideran que hay ejemplos de mineralización intrakárstica en algunas áreas exploradas por el Consejo de Recursos Minerales, como la Sierra de Cardonal, Hgo. (16 km al norte de la Sección Pozuelos de esta

tesis), donde hay calizas de la Formación El Abra (Albiano-Cenomaniano) que contienen mineralización de Pb-Zn y una cantidad importante de óxidos de Fe; son comunes las brechas de colapso con cementante de óxidos de Fe, y los elementos de la brecha varían en tamaño desde 1 cm hasta 1 m. El autor de esta tesis visitó el área minera de Cardonal, pero todas las obras mineras están abandonadas y no fue posible obtener información de ellas.

En la plataforma de Córdoba, Martínez *et al.* (2001) describen en forma breve y poco documentada que existen rocas kársticas en la Caliza Orizaba (Albiano-Cenomaniano) que forman el yacimiento principal del área.

En el sur de México, en los límites entre los estados de Chiapas y Tabasco, se encuentra localizada la plataforma cretácica de Artesa-Mundo Nuevo; Varela *et al.* (1997) brevemente consideran que hubo “destrucción de la plataforma durante un levantamiento, y erosión pre-Eoceno tardío, que produjo una discordancia”.

5.2.2 EVENTOS GLOBALES

El registro estratigráfico del Albiano superior en muchas plataformas carbonatadas y cuencas del mundo, muestra variaciones en los niveles del mar. Entre estos casos tenemos los de la Caliza Natih en Omán (Wagner *et al.*, 1995) y su equivalente la Formación Mauddud que conforma los famosos campos petroleros de Iraq, Kuwait Qatar y los Emiratos Árabes (Sadooni y Alsharhan, 2003); la plataforma Maiella en Italia (Eberli *et al.*, 1993); la región de los Pirineos en el noreste de España (Simo, 1993); la cuenca de Sergipe en Brasil (Koutsoukos *et al.*, 1993) y la plataforma carbonatada de Maracaibo (Vahrenkamp *et al.*, 1993). Haq *et al.* (1988) ha documentado detalladamente, los cambios eustáticos del nivel del mar durante el Mesozoico y Cenozoico. Se concluye que el descenso del nivel del mar en la plataforma de Actopan durante el Albiano que originó el paleokarst estuvo relacionado con fenómenos similares que sucedieron alrededor del Golfo de México y en otras partes del globo.

CAPÍTULO VI

6. CONCLUSIONES

6.1 ESTRATIGRAFIA Y ORIGEN

Existe un paleokarst en las rocas carbonatadas del Cretácico medio de la Formación El Abra en la plataforma de Actopan, que proporciona evidencias estratigráficas, paleontológicas, petrológicas, geoquímicas y tectónicas para concluir lo siguiente:

- 1). En los afloramientos, la petrología y fábrica de las brechas y sedimentos de relleno del paleokarst de Actopan y las rocas encajonantes, son evidencias seguras de los procesos de exposición subaérea del área.
- 2). En las rocas de la Formación El Abra depositadas en condiciones de submarea a intermarea, los macrofósiles y microfósiles de la columna estratigráfica lateral equivalente al paleokarst, demuestran que en la parte superior de la columna hubo una tendencia, a una sedimentación cada vez más somera, hasta que finalmente hubo una exposición subaérea, y después una cobertura transgresiva marina.
- 3). En las rocas de la Formación El Abra, se infiere que durante el Albiano fueron expuestas a condiciones subaéreas, posiblemente por un tiempo geológico menor al millón de años, como resultado de un descenso del nivel del mar estimado entre los 60 a 100 m.
- 4). La forma estratigráfica y relación geométrica de las rocas karstificadas formadas por brechas y sedimentos paleokársticos y su chimenea, con respecto a sus equivalentes laterales no karstificados dan la forma equivalente a un hongo invertido, misma geometría que se observa también en otros paleokarsts de diferentes edades geológicas.
- 5). La petrografía facilitó la distinción de estructuras de relleno interno que ocurren en el nivel paleofreático, así como conocer las relaciones texturales en la formación de 'sedimento diagenético' típico de una zona paleovadosa. La luminiscencia no fue tan evidente en su respuesta como las fábricas cristalinas.

6) En la plataforma de Actopan, las brechas paleokársticas del interior de la plataforma se encuentran dolomitizadas diferencialmente de acuerdo con la composición original de los litoclastos mayores o la matriz, durante dos eventos y en distintos tiempos geológicos y a distintas profundidades de sepultamiento; la ausencia total de dolomita en las brechas paleokársticas en el borde de la plataforma, está influenciada por la paleohidrología y la paleotopografía. En una sección del interior de la plataforma, su base está formada por yeso y dolomía de poco espesor estratigráfico, generados en una laguna marginal hipersalina.

7). Las firmas geoquímicas de las rocas del relleno de brechas y sedimentos del paleokarst, proporcionan evidencias de una evolución geohidrológica estable del paleoacuífero con ligeras fluctuaciones, pudiendo diferenciar las zonas paleofrática y paleovadosa, así como el nivel paleofreático. El contacto entre la parte superior expuesta del paleokarst y las rocas marinas que lo cubrieron puede distinguirse con datos geoquímicos.

8). Las brechas del paleokarst no son producto de la formación por mecanismos tectónicos o por lixiviación de rocas evaporíticas.

9). La extensión local del paleokarst es evidente en tres secciones estratigráficas y en un distrito minero dentro del área.

Al nivel regional, en el Golfo de México, el evento paleokárstico del Albiano ha sido bien documentado en el oriente del Golfo de México, en Texas, en Chiapas-Tabasco y en la plataforma de Actopan.

Al nivel global, el evento paleokárstico del Albiano ha sido estudiado y comprobado en Italia, España, Brasil y Venezuela. Un descenso del nivel del mar fue la causa en varias partes del mundo de la exposición subaérea de rocas calcáreas cretácicas y la formación de una morfología kárstica.

10). Los afloramientos del paleokarst en la plataforma de Actopan representan un modelo para la explotación de yacimientos petroleros, mineros y geohidrológicos.

11) En investigaciones futuras es posible conocer la geometría tridimensional del paleokarst de Actopan por medio de la integración geológica y geofísica de los caracteres petrológicos de las rocas en las tres secciones estratigráficas

(Dengandho, Boxaxni y Pozuelos), mediante la aplicación del radar de penetración en el suelo (ground-penetrating radar).

BIBLIOGRAFIA

- Agassiz, A., 1894, A reconnaissance of the Bahamas and of the elevated reefs of Cuba, Mus. Comp. Zoology Bull. 26, p. 1-203.**
- Aguayo-C., J. E., 1978, Sedimentary environments and diagenesis of a cretaceous reef complex, eastern Mexico, An. Centro Cienc. del Mar y Limnol. Univ. Nal. Autón. México, v. 5, p. 83-140.**
- Aguayo-C., J.E., Araujo M., J., Bello M., R., y del Vecchio, R.A., 1979, Evolución tectónica-sedimentaria y diagénesis en el Cretácico, area Reforma-Villahermosa, SE. de México, informe inédito del proyecto C-1072, Instituto Mexicano del Petróleo.**
- Alencáster, G., 1987, Moluscos bentónicos de la mitad meridional de México durante el Cretácico, Rev. Soc. Mexicana de Paleontología, v. 1, p. 1-23.**
- Alencáster, G., González-A., J. y Rangel, S., 1984, Bioestratigrafía y paleoecología de Coixtlahuaca-Tomellin, Oaxaca, Memoria III Cong. Latinoamericano de Paleontología, p. 315-340.**
- Allan, J.R. and R.K. Matthews, 1977, Carbon and oxygen isotopes as diagenetic and stratigraphic tools-data from the surface and subsurface of Barbados, Geology, v. 5, p. 16-20.**
- Amthor, J.E. and Friedman, G.M., 1991, Dolomite-rock textures and secondary porosity development in Ellenburger Group carbonates (Lower Ordovician), west Texas and southeastern New Mexico, Sedimentology, v. 38, p. 343-362.**
- Atlas Geohidrológico, Banco Nacional de Información Geohidrológica, 1978, Secretaria de Agricultura y Recursos Hidráulicos, v. 1.**
- Basáñez-L., M.A., Bello-M., R., Pimienta-L., M. y Sosa-P., A., 1981, Evolución tectónica sedimentaria e implicaciones diagenéticas del área Reforma Jalpa, SE de México, informe inédito del proyecto CAO-3053, Instituto Mexicano del Petróleo.**
- Bathurst, R.G.C., 1959, The cavernous structure of some Mississippian *stromatactis* reefs in Lancashire, England, Jour. of Geology v. 67, 506-521.**
- Blount, D.N. y C.H. Moore, 1969, Depositional and non-depositional carbonate breccias, Chiantla Quadrangle, Guatemala, Geol. Soc. America Bull. v. 80, 429-442.**

Bodenlos-A. J., Bonet, F. y Segerstrom, K., 1956, Estratigrafía del Cenozoico y del Mesozoico a lo largo de la carretera entre Reynosa, Tams., y México, D. F., XX Congreso Geológico Internacional, Excursiones A-14 y C-6.

Bonet, F., 1952, La facies urgoniana del Cretácico medio de la región de Tampico, Bol. Asoc. Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 4, 153 p.

Bonet, F., 1963, Biostratigraphic notes on the Cretaceous of eastern Mexico, Corpus Christi Geol. Society Annual Field Trip, Peregrina Canyon and Sierra del Abra, 36 p.

Campos-Enríquez, J.O, Rodríguez, M. y Delgado-R., O., 2000, Contribution to the tectonics of the central sector of the trans-Mexican Volcanic Belt, Geol. Soc. America Spec. Paper 334, p. 223-235.

Carrasco-V., B., 1969, Posible importancia económico-petrolera de la brecha litoclástica de la base de la Formación El Doctor, en Metztlán, Hgo., Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, v. 1, p. 70-75.

Carrasco-V., B., 1970, La Formación El Abra (Formación El Doctor en la Plataforma Valles-San Luis Potosí, Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, v. 2, p. 97-99.

Carrasco-V., B., 1971, Litofacies de la Formación El Abra en la Plataforma de Actopan, Hgo., Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, v. 3, p. 5-26.

Carrasco-V., B., 2003, Paleokarst in the Marginal Cretaceous Rocks, Gulf of Mexico, *in* Bartolini, C., Buffler, R.T. y Blickwede, J. eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics, Amer. Assoc. Petr. Geologists Memoir 79, p.169-183.

Carrasco-V.,B., Morales-P., P., Cienfuegos, E. y Lozano-S., R., 2004, Geoquímica de las rocas asociadas al paleokarst cretácico en la plataforma de Actopan: evolución paleohidrológica, Revista Mexicana de Ciencias Geol., v. 21, p. 382-396.

Carrillo-Bravo, J., 1969, Exploración geológica y posibilidades petroleras de la Plataforma Valles-San Luis Potosí—(Sierra Madre Oriental-Altiplano Mexicano, *in* Seminario de Exploración Petrolera, Mesa Redonda no. 6, Instituto Mexicano del Petróleo, 20 p.

Carrillo-Bravo, J., 1971, La Plataforma de Valles-San Luis Potosí, Bol. Asoc. Mexicana Geólogos Petroleros, v. 23, p. 1-102.

- Carrillo-Martínez, M., 1998 (2000), Hoja Zimapán 14Q-e(7), Carta Geológica de México, Serie de 1:100 000, Resumen de la Geología de la Hoja Zimapán, Estados de Hidalgo y Querétaro, 33 p.
- Carrillo-Martínez, M., Valencia I., J. J. y Vázquez, M. E., 2001, Geology of the Southwestern Sierra Madre Oriental fold-and-thrust belt, East-central Mexico: A review, *in* Bartolini, C., Buffler, R.T. y Cantú-Ch, A. eds. The western Gulf of Mexico Basin, AAPG Memoir 75, p. 145-158.
- Choquette, P. W., and James, N. P., 1988, Introduction p.1-21, *in* Paleokarst, James, N. P., and Choquette, P. W. eds., Springer-Verlag, 416 p.
- Colorado-L., D. y Cruz-R., R., 1980, Tipología de yacimientos paleokársticos, generalidades, aplicación en algunos ejemplos mexicanos y consideraciones regionales, Consejo de Recursos Minerales VIII Seminario Interno sobre Exploración Geológico-Minera, p. 214-238.
- Consejo de Recursos Minerales, 1992, Monografía geológico-minera del Estado de Hidalgo, Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Subsecretaría de Minas e Industria Básica, sin editor, 95 p.
- Coogan, A. H., Bebout, D. G., and Maggio, C., 1972, Depositional environments and geologic history of Golden Lane and Poza Rica Trend, an alternative view, AAPG Bulletin, v. 56, p. 1419-1447.
- Cox, R.L., 1969, Morphology of Bivalvia hard parts, *in* Treatise on Invertebrate Paleontology, Geol. Soc. America and University of Kansas, Part N, vol. 1 (de 3), N 40-79.
- Cruz-R., R., Tammekand, R. y Colorado-L., D., 1980, Exploración de depósitos de plomo-zinc asociados con estructuras paleokársticas en el área Plomosas, Edo. de Hidalgo, resumen, V Conv. Geol. Nac., Soc. Geol. Mexicana.
- Davis, D.G., 1980, Cave development in the Guadalupe Mountains: a critical review of recent hypotheses, Bull. Nat. Speleo. Soc. Am., v. 42, p. 42-48.
- Davis, G. H. y Reynolds, S. J., 1996, Structural geology of rocks and regions, John Wiley & Sons, Inc., second edition, 776 p.
- De la Fuente, J. M., 1964, Estudio geológico del área Cárdenas-Río Verde, S. L. P., y Arroyo Seco, Qro., México, Bol. Asoc. Mexicana Geólogos Petroleros, v. 16, p. 237.

Dickson, J. A. D. and Saller, A. H., 1995, Identification of subaerial exposure surfaces and porosity preservation in Pennsylvanian and Lower Permian shelf limestones, *in* Unconformities and porosity in carbonate strata, AAPG Memoir 63, Budd, D.A., A.H. Saller y P.M. Harris eds., p. 239-278.

Dravis, J.J. and Muir, I.D. 1993, Deep-burial brecciation in the Devonian Upper Elk Point Group, Rainbow Basin, Alberta, Western Canada, *in* SEPM core workshop no. 18, Fritz, R.D., Wilson J.L. y Yurewicz, D.A. eds., p. 119-166.

Dunham, J.B. and Olson, E.R., 1978, Diagenetic dolomite formation related to Paleozoic paleogeography of the Cordilleran miogeocline in Nevada, *Geology*, v. 6, p. 656-659.

Dunham, R.J., 1969, Early vadose silt in Townsend Mound (Reef), New Mexico, *in* Depositional Environments in Carbonate Rocks SEPM 14, Friedman G.M. Ed., p. 139-181.

Eberli, G.P., Sanders D. and Vecsei, A., 1993. From aggradation to progradation: The Maiella platform, Abruzzi, Italy, *in* Simo, T.J., Scott, R.W. y Masse J.P., eds., Cretaceous carbonate platforms, AAPG Memoir 56, p. 213-232.

Egemeler, S.J., 1981, Cavern development by thermal waters, *Bull. Nat. Speleo. Soc.*, v. 43, p. 31-51.

Eguiluz de A., S., 1991, Discordancia cenomaniana sobre la Plataforma de Coahuila, *Bol. Asoc. Mex. de Geol. Petroleros*, vol. XLI, p. 1-17.

Enos, P., Minero, C. J. and Aguayo, J. E., 1983, Sedimentation and diagenesis of mid-Cretaceous Platform margin East-Central Mexico with accompanying field guide: Dallas Geological Society, 168 p.

Esteban, M., y Klappa, C. F., 1983, Subaerial Exposure Environment, *in* Scholle, P. A., Bebout, D. G., y Moore, C. H., eds., Carbonate Depositional Environments, AAPG Memoir 33, p. 1-55.

Esteban, M. and Wilson, J.L., 1993, Introduction to karst systems and paleokarst reservoirs, *in* Paleokarst related hydrocarbon reservoirs, SEPM core workshop no. 18, Fritz, R.D., Wilson J.L. and Yurewicz, D.A. eds., p. 1-9.

Filkorn, H. F., 2002, New species of *Mexicaprina* (Caprinidae, Coalconinae) and review of the age and paleobiogeography of the genus, *The Paleontological Society*, v. 76, p. 672-691.

- Fischer, A.G., 1982, Long-term climatic oscillations recorded in stratigraphy, *in* Berger W. and Crowell, J.C. eds. *Climate in Earth history*, National Acad. Press, Washington, D.C., p. 97-104.
- Fisher, W.L. and Rodda, P.U., 1969, Edwards Formation (Lower Cretaceous) Texas: Dolomitization in a Carbonate Platform, *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geologists*, v. 53, p. 55-69.
- Folk, R.L., 1962, Spectral subdivision of limestone types, *in* Classification of carbonate rocks-A symposium, *Memoir 1*, Amer. Assoc. Petr. Geologists, W.E. Ham ed., p. 62-84.
- Ford, D., 1988, Characteristics of dissolutional cave systems in carbonate rocks, *in* Paleokarst, James, N. P., and Choquette, P. W. eds., Springer-Verlag, p. 25-57.
- Frakes, L. A. and J. E. Francis, 1990, Cretaceous paleoclimates, *in* Cretaceous resources, events and rhythms, background and plans for research, Ginsburg R. N and Beaudin, B. eds., NATO ASI series, v. 304, p. 273-287.
- Fries, C., Jr., 1962, Carta Geológica de México, Hoja Pachuca, 14 Q-e(11), Instituto de Geología, U.N.A.M.
- Goldhammer, R.K., Lehmann, P.J., y Dunn, P.A., 1992, Third-order sequences and high frequency cycle stacking patterns in Lower Ordovician platform carbonates, El Paso Group (Texas): Implications for carbonate sequence stratigraphy, *in* Paleokarst, karst related diagenesis and reservoir development: examples from Ordovician-Devonian age strata of West Texas and the Mid-Continent, M. G. Candelaria y Ch., L. Reed eds., Permian Basin Section-SEPM, Pub. No. 92-33, p. 59-92.
- Gorzawski, H. y Cedillo, E., 1988, Untersuchung stabiler isotope (C.O) als mittel sur interpretation zyklischer auftauchphasen im verlauf der Oberjurassischen Karbonatsedimentation in ZentralPeru, *Bochumer geol. u. Geotechn. Arb.*, 29, 253 seiten, p. 53-56.
- Gregg, J.M. y Sibley, D.F., 1984, Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture, *Jour. Sed. Petrology*, v. 54, p. 908-951.
- Griffith, L. S., Pitcher M. G. y Rice, G. W, 1969, Quantitative environmental analysis of a Lower Cretaceous reef complex, *in* Depositional environments in carbonate rocks, G. M. Friedman ed., SEPM Spec. Pub. 14, p. 120-138.

Guzmán , E. J., 1967, Stratigraphic traps in México, 7° Congreso Mundial del Petróleo, México, P. D. N. 4, 1.

Hallam, A., 1985, A review of Mesozoic paleoclimates: Jour. Geol. Soc. London, v. 142, p. 433-445.

Handford, C. R. and Loucks, R. G. 1993, Carbonate Depositional Sequences and Systems Tracts Responses of Carbonate Platforms to Relative Sea-Level Changes, in Carbonate Sequence Stratigraphy, Loucks, R. G., y Sarg, F. eds., Amer. Assoc. Petr. Geologists, Memoir 57, p. 3-41.

Hanshaw, B.B., Back, W. y Deike, R.G., 1971, A geochemical hypothesis for dolomitization by ground water, Economic Geology, v. 66, p. 710-724.

Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R., 1988, Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change, *in* Wilgus, C.K., C.G.St. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Wagoner, eds. Sea-level changes: An integrated approach, Soc. Econ. Paleont. and Mineralogists, Spec. pub 42, p. 71-108.

Hermoso, G., 1964, Estudio geológico del área Cerritos-Cárdenas, Estado de San Luis Potosí, Bol. Asoc. Mexicana Geólogos Petroleros, v. 16, p. 221.

Heydari, E., 2003, Meteoric versus burial control on porosity evolution of the Smackover Formation, Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull., v. 87, p. 1779-1797.

Hovorka, S.D., 2000, Aquifers of Texas, scale 1 inch= 100 mi, SM 9, Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin.

Hovorka, S. D., Dutton, ., A. R., Ruppel S. C. and Yeh, J. S., 1996, Edwards aquifer ground-water resources: geologic controls on porosity development in Platform Carbonates, South Texas, The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations 238, 75 p.

Hovorka, S. D., Mace, R. E. and Collins, E. W., 1998, Permeability structure of the Edwards Aquifer, South Texas-implications for aquifer management: The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations 250, 55p.

Hryniv, S.P. and Peryt, T.M., 2003, Sulfate cavity filling in the Lower Werra Anhydrite (Zechstein, Permian), Zdrada area, Northern Poland: evidence for early diagenetic evaporite paleokarst formed under sedimentary cover, Jour. Sedim. Research, v. 73, p. 451-461.

- James, N.P. y Choquette, P.W., 1988, *Paleokarst*, eds., Springer-Verlag, 416 p.
- Kellum, L. B., 1930, Similarity of surface geology in front ranges of Sierra Madre Oriental to subsurface in Mexican South Fields: *AAPG Bulletin*, v. 16, p. 73-91.
- Kerans, Ch., 1989, Karst-controlled reservoir heterogeneity and an example from the Ellenburger Group (Lower Ordovician) of West Texas, Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin, Report of Investigations no. 186, 40 p.
- Kerans, Ch., 1990, Depositional systems and karst geology of the Ellenburger Group (Lower Ordovician), subsurface West Texas, Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin, Report of Investigations no. 193, 63 p.
- Kerans, Ch., 1993, Description and interpretation of karst-related breccia fabrics, Ellenburger Group, West Texas, *in* Paleokarst related hydrocarbon reservoirs, Fritz, R. D., Wilson, J. L. and Yurewicz, D. A. eds., SEPM Core workshop no. 18, p. 181-200.
- Koutsoukos, E.A.M., Destro, M., De Azambuja-F., N.C. and Spadini, A.R. 1993, Upper Aptian-Lower Coniacian carbonate sequences in the Sergispe basin, northeastern Brazil, *in* Simo, T.J., Scott, R.W. y Masse J.P. eds. Cretaceous carbonate platforms, AAPG Memoir 56, p.127-144.
- Kuenen, Ph. H., 1950, *Marine Geology*: John Wiley, 568 p.
- Kupecz, J.A. y Land, L.S., Late-stage dolomitization of the Lower Ordovician Ellenburger Group, West Texas, *Jour. Sed. Petrology*, v. 61, p. 551-574.
- Land, L.S., 1973, Contemporaneous dolomitization of middle Pleistocene sediments by meteoric water, north Jamaica, *Bull. Marine Science*, v. 23, p. 64-92.
- Lee, Y.I. y Friedman, G.M., 1987, Deep-burial dolomitization in the Ordovician Ellenburger Group carbonates, west Texas and southeastern New Mexico, *Jour. Sed. Petrology*, v. 57, p. 544-557.
- Lindsay, R.F. y Koskelin, K.M., 1993, Arbuckle Group (Late Cambrian-Early Ordovician) Shallowing-Upward Parasequences and Sequences, Southern Oklahoma, *in* Keller, D. R. and Reed, C. L. eds., *Paleokarst, karst-related diagenesis, reservoir development, and exploration concepts: Examples from the paleozoic section of the southern Mid-Continent*:

Permian Basin Section-SEPM Field Trip Guidebook, PBS-SEPM
Publication no. 93-34. p. 45-65.

Lohmann, K.C., 1988, Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst, *in* Paleokarst, James, N. P., y Choquette, P. W. eds., Springer-Verlag, p. 58-80.

López-R., E., 1964, Posibilidades petroleras en el Altiplano Mexicano, Bol. Asoc. Mexicana Geólogos Petroleros, v. 16, p. 1.

Loucks, R. G., 1999, Paleocave carbonate reservoirs: origins, burial-depth modifications, spatial complexity, and reservoir implications, American Association of Petroleum Geologists Bull. v. 83, p. 1795-1834.

Loucks, R. G., 2001, Relationship between paleocave facies and associated pore networks in coalesced, collapsed-paleocave systems, AAPG Southwest Section Meeting, Dallas, Texas, Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull. v. 85, p. 387.

Loucks, R. G., 2001, Modern analogs for paleocave sediment fills and their importance in identifying paleocave reservoirs, Reprint for Gulf Coast Association of Geological Societies Annual Meeting, p. 1-2.

Loucks, R. G. and Handford, C. R., 1992, Origin and recognition of fractures, breccias, and sediment fills in paleocave-reservoir networks, *in* Paleokarst, karst related diagenesis and reservoir development: examples from ordovician-devonian age strata of West Texas and the Mid-Continent, Candelaria, M. G. and Reed, Ch.,L. eds., Permian Basin Section-SEPM, Pub. No. 92-33, p. 31-44.

Loucks, R. G. and P. K. Mescher, 1997, Interwell scale architecture, heterogeneity, and pore-network development in paleocave reservoirs: Dallas Geological Society and SEPM Field Trip 11 Guidebook, unpagined.

Loucks, R. G., and Mescher, P.K., 2001, Paleocave facies classification and associated pore types, AAPG Southwest Section Annual Meeting, Dallas, Texas, March 11-13, 2001, CD-ROM, 18 p.

Lucia, F. J., Kerans, Ch. and Vander Stoep, G. W. 1992, Characterization of a karded, high-energy, ramp margin carbonate reservoir: Taylor-Link West San Andres Unit, Pecos County, Texas: Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin, Report of Investigations 208, 46 p.

Lucia, F. J., 1996, Lower Paleozoic cavern development, collapse, and dolomitization, Franklin Mountains, El Paso, Texas, in Precambrian-Devonian geology of the Franklin Mountains, West Texas—analogs for

exploration and production in Ordovician and Silurian karsted reservoirs in the Permian Basin, Stoult, E. L.ed., West Texas Geological Society 1996 annual field trip guidebook, p. 175-206.

Lucia, F.J., 1999, Carbonate reservoir characterization, Springer, 226 p.

Machel, H.G., 2000, Application of cathodoluminescence to carbonate diagenesis, *in* Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P. y Ohnenstetter eds. Cathodoluminescence in Geosciences, Springer, 514 p., capítulo 11, p. 271-301.

Marín C., S., Torres-R., C. J. y Lugo-P., F., 1991, Carta de Hidrogeología escala 1:4 000 000, Instituto de Geografía, U.N.A.M.

Martínez, M., Serrano, E., Bartolo, C., Toriz, J., Espinoza, M. and R. Vázquez, 2001, Mesozoic plays of the Cordoba Platform, Veracruz Basin: AAPG, annual convention abstracts, p. A126.

Mattes, B.W. y Mountjoy, E.W., 1980, Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette Buildup, Jasper National Park, Alberta, *in* Concepts and models of dolomitization, Zenger, D.H., Duunham, J.B. y Ethington, R.L. eds., SEPM Spec. Pub. 28, p. 259-297.

Meus, Ph., 1987, Zone D'Apoxteca: Revista Belga; Regards /2, p. 3-19.

Meyers, W.J., 1978, Carbonate cements: their regional distribution and interpretation in Mississippian limestones of southwestern New Mexico: *Sedimentology*, v. 25, p. 371-400.

Meyers, W.J. y Lohmann, K.C., 1985, Isotope geochemistry of regionally extensive cement zones and marine components in Mississippian Limestones, New Mexico, *in* Carbonate cements, SEPM, Spec. Pub. 36, Schneidermann, N. y P.M., Harris eds., p. 223-239.

Middleton, G.V., 1961, Evaporite solution breccias from the Mississippian of southwest Montana, *Jour. Sed. Petrology*, v. 31, p. 189-195.

Mill, H. R., 1900, Int. Geog., p. 54, *in* Glossary of geology, Amer. Geol. Institute, 1966, p. 158.

Minero, Ch. J., 1988, Sedimentation and diagenesis along an island-sheltered platform margin, El Abra Formation, Cretaceous of Mexico, *in* Paleokarst, James, N. P., y Choquette, P. W. eds., Springer-Verlag, p. 385-405.

Monty, C.L.V., Rouchy, J.M., Maurin, Bernet-Rollande, M.C. y Perthuisot, J.P., 1987, Reef-stromatolites facies relationships from middle Miocene examples of the Gulf of Suez and the Red Sea, *in Lectures Notes in Earth Sciences*, n. 13, T.M. Peryt edit., Springer-Verlag, p. 133- 188.

Moore, C. H., 2001, Carbonate Reservoirs, Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework, Elsevier, 444 p.

Morales-C., E., 1997, Análisis numérico de flujo regional de agua subterránea: Cuenca del Río Amacuzac, U.N.A.M., Unidad Académica de los Ciclos Profesional y de Posgrado del Colegio de Ciencias y Humanidades, Posgrado en Geofísica, tesis para obtener el grado de Maestro en Aguas Subterráneas, 85 p.

Morse, J. W. and Mackenzie, F. T., 1990, Geochemistry of sedimentary carbonates: Elsevier, 696 p.

Muir, J. M., 1936, Geology of the Tampico Region, Mexico: AAPG, 280 p.

Mussman, W.J., Montanez, I.P. and Read, J.F., 1988, Ordovician Knox paleokarst unconformity, Appalachians, *in Paleokarst*, James, N. P., y Choquette, P. W. eds., Springer-Verlag, p. 211-228.

Newell, N. D. and Rigby, J. K., 1957, Geological studies on the Great Bahama Bank p. 15-72, *in Le Blanc, R. J. y Breeding, J. G., Eds., Regional aspects of carbonate deposition*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. Pub. No. 5, 178 p.

Perkins, B. F., 1969, Rudist faunas in the Comanche Cretaceous of Texas, Shreveport Geol. Soc. Guidebook, spring field trip, p. 121-137.

Purdy, E. G. and Waltham, D., 1999, Reservoir implications of modern karst topography, *Amer. Assoc. Petr. Geologists Bull.*, v. 83, p. 1774-1794.

Quintanar, L., Rodríguez-G., M. y Campos-E., J.O., 2004, A doublet in Central México, *Bull. Seismological Soc.*, v. 94, no. 3, p. 845-855.

Quintus-B., R. L., 1982, Estudio geológico de la zona fosforítica de San Francisco, Municipio de Pacula, Estado de Hidalgo, Libro guía de la excursión geológica a la región de Zimapán y áreas circundantes, Estados de Hidalgo y Querétaro, Sociedad Geológica Mexicana, p. 21-27.

Roedder, E., 1976, Fluid inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks *in Wolf, K.H. ed., Handbook of stratabound and stratiform ore deposits*, Elsevier Sci. Pub. V. 2, p. 67-110.

Roehl, P. O., 1967, *Stony Mountain (Ordovician) and Interlake (Silurian) facies analogs of recent low-energy marine and subaerial carbonates*, Bahamas, Amer. Assoc. Petr. Geologists Bull., v. 51, p. 1979-2032.

Roehl, P. O., 1968, *Preliminary Guidebook to selective features of the El Abra Limestone outcrops in the Sierra Madre Oriental, Mexico*, Union Research Center, Union Oil Company of California, 5i figs., s/p.

Sadooni, F.N. and Alsharhan, A.S., 2003, *Stratigraphy, microfacies, and petroleum potential of the Maaddud Formation (Albian-Cenomanian) in the Arabian Gulf Basin*, Amer. Assoc. Petr. Geologists Bull., v. 87, p. 1653-1680.

Saller, A.H. and Moore, C.H., 1991, *Geochemistry of meteoric calcite cements in some Pleistocene limestones*, Sedimentology, v. 38, p. 601-621.

Saller, A. H., Dickson J. A. D. and Matsuda, F., 1999, *Evolution and distribution of porosity associated with subaerial exposure in Upper Paleozoic platform limestones, West Texas*, Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bulletin, v. 83, p. 1835-1854.

Schlager, W., 1991, *Depositional bias and environmental change – important factors in sequence stratigraphy*: Sedimentary Geology, v. 70, p. 109-130.

Schlager, W. And J. Philip, 1990, *Cretaceous carbonate platforms, in Cretaceous resources, events and rhythms, background and plans for research*, Ginsburg, R. N. and Beaudin, B. eds. NATO ASI series, v. 304, p. 173-195.

Segestron, K., 1961a, *Geología del suroeste del Estado de Hidalgo y del noreste del Estado de México*, Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 13, p. 147-168.

Segestrom, K., 1961b, *Estratigrafía del área Bernal-Jalpan Estado de Querétaro*, Bol. Asoc. Mexicana Geólogos Petroleros, vol. 13, p. 183.

Shinn, E.A., 1983, *Tidal flat environment, in Carbonate sedimentary environments*, Scholle, P.A., Bebout, D.G. y Moore, C.H. eds., AAPG Memoir 33, p. 171-210.

Shinn, E.A., Ginsburg, R.N. y Lloyd, R.M., 1965, *Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas*, Soc. Econ. Pal. Min. Special Pub. 13, p. 112-135.

Simo, J.T., 1993, *Cretaceous carbonate platforms and stratigraphic sequences, south-central Pyrenees, Spain*, in Simo, T.J., Scott, R.W. and

- Masse J.P. eds., Cretaceous carbonate platforms, AAPG Memoir 56, p. 325-342.
- Suter, M., 1982, Libro-guía de la excursión geológica a la región de Zimapán y áreas circundantes, Estados de Hidalgo y Querétaro, Soc. Geol. Mexicana, 6° Convención Geológica Nacional, p. 43-64.
- Suter, M., 1990, Carta Geológica de México, serie de 1: 100 000: Hoja Tamazunchale 14Q-e(5), Texto explicativo, U.N.A.M. Inst. de Geología, 55 p.
- Swift, D.J., 1968, Shoreface erosion and transgressive stratigraphy, *Journal of Geology*, v. 76, p. 444-456.
- Tucker, M.E. and Wright, V.P. 1990, Carbonate sedimentology, Blackwell Science, 482 p.
- Vacher; H. L. and Rowe, M. P. 1997, Geology and Hydrology of Bermuda, *in* Geology and hydrology of carbonate islands, Vacher, H.L. and Quinn, T.M. eds., *Dev. in Sedimentology*, Elsevier Science, p. 35-89.
- Vahrenkamp, V.C., Franseen, R.C.W.M., Grötsch, J. and Muñoz, P.J., 1993, Maracaibo platform (Aptian-Albian, northwestern Venezuela, *in* Simo, T.J., Scott, R.W. y Masse J.P. eds. Cretaceous carbonate platforms, AAPG Memoir 56, p. 25-33.
- Varela-S., M.R., Williams, C. and Aguilera, G., L., 1997, Oil and gas exploration and production in fold and thrust belts, *in* Second Joint AAPG/AMGP Hedberg Research Symposium, Veracruz, Mexico, Co-Conveners Bishop, R. S., Martell-A., B. and Sanchez-M., R. 6 p., s/p.
- Vierbuchen, R.C. and Oestmann, M.A., 1987, Mid-Cretaceous eustatic sea level fall: Magnitde and timing in Gulf of Mexico, Resumes de AAPG Program Annual Convention (June 7-10, Los Angeles, California).
- Viniegra-O., F. and Castillo-T., C. 1970, Golden Lane, Veracruz, Mexico, *in* Halbouty, M. T. ed., Geology of giant pretroleum fields: AAPG Memoir 14, p. 309-325.
- Wagner, P.D. and Mattews, R.K., 1982, Porosity preservation in the Upper Smackover (Jurassic) carbonate grainstone, Walker Creek Field, Arkansas: Response of paleophreatic lenses to burial processes, *Jour. Sed. Petrology*, v. 52, p. 3-18.
- Wagner, P.D., Tasker, D.R. and G.P. Wahlman, 1995, Reservoir degradation and compartmentalization below subaerial unconformities: Limestone examples from West Texas, China and Oman, *in*

Unconformities and porosity in carbonate strata, AAPG Memoir 63, Budd, D.A., Saller, A.H. and Harris, P.M. eds., p. 177-195.

Warren, J.K., 1989, *Evaporite sedimentology*, Prentice Hall, 285 p.

Warren, J.K., 1999, *Evaporites. Their evolution and economics*, 438 p., Blackwell Science.

White, E. L. and White, W. B., 1969, Processes of cavern breakdown, National Speleothem Soc. Bulletin, v. 31, p. 83-96.

Wilson, B. W., Hernández, J. P. y Meave, E., 1955, Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del Estado de Queretaro, México, Boletín Soc. Geológica Mexicana, v. 18, p. 1-10.

Wilson, J. L., 1975, *Carbonate Facies in Geologic History*, Springer-Verlag, 409 p., 30 plates.

Wilson, J. L. and Jordan, C., 1983, Middle shelf environment, *in* Carbonate depositional environments, Scholle, P. A., Bebout, D. G. and Moore, C. H., eds. AAPG Memoir 33, p. 297-343.

Wilson, J. L., 1993, The Lower Ordovician great American Bank of the southwestern United States, *in* Keller, D. R. and Reed, C. L. eds., Paleokarst, karst-related diagenesis, reservoir development, and exploration concepts: Examples from the Paleozoic section of the southern Mid-Continent: Permian Basin Section-SEPM Field Trip Guidebook, PBS-SEPM Publication no. 93-34, p. 35-43.

Wilson, J. L., Medlock, P. L., Fritz, R. D., Canter, K. L. and R. G. Geesman, 1992, A review of Cambro-Ordovician Breccias in North America, *in* Candelaria, M. P. and Reed, C. L. eds., Paleokarst, karst related diagenesis and reservoir development: examples from Ordovician-Devonian age strata west Texas and mid-continent, Permian Basin Section, SEPM Publication 92-33, p. 19-29.

Williams-R., C.T., 2001, Geologic controls on reservoir performance in Muspac and Cathedral Fields, Southeastern Mexico, *in* The western Gulf of Mexico Basin, AAPG Memoir 75, p. 443-472.

Wright, V. P., 1982, The recognition and interpretation of paleokarsts, Two examples from the Lower Carboniferous of South Wales, *Jour. Sedim. Petrology*, v. 52, p. 83-94.

Wright, V.P., 1984, Peritidal carbonate facies models: a review, *Geol. J.*, v. 19, p. 309-325.

ANEXO I. FOTOGRAFÍCO DE PETROGRAFÍA EN EL PALEOACUÍFERO DE DENGANDHO.

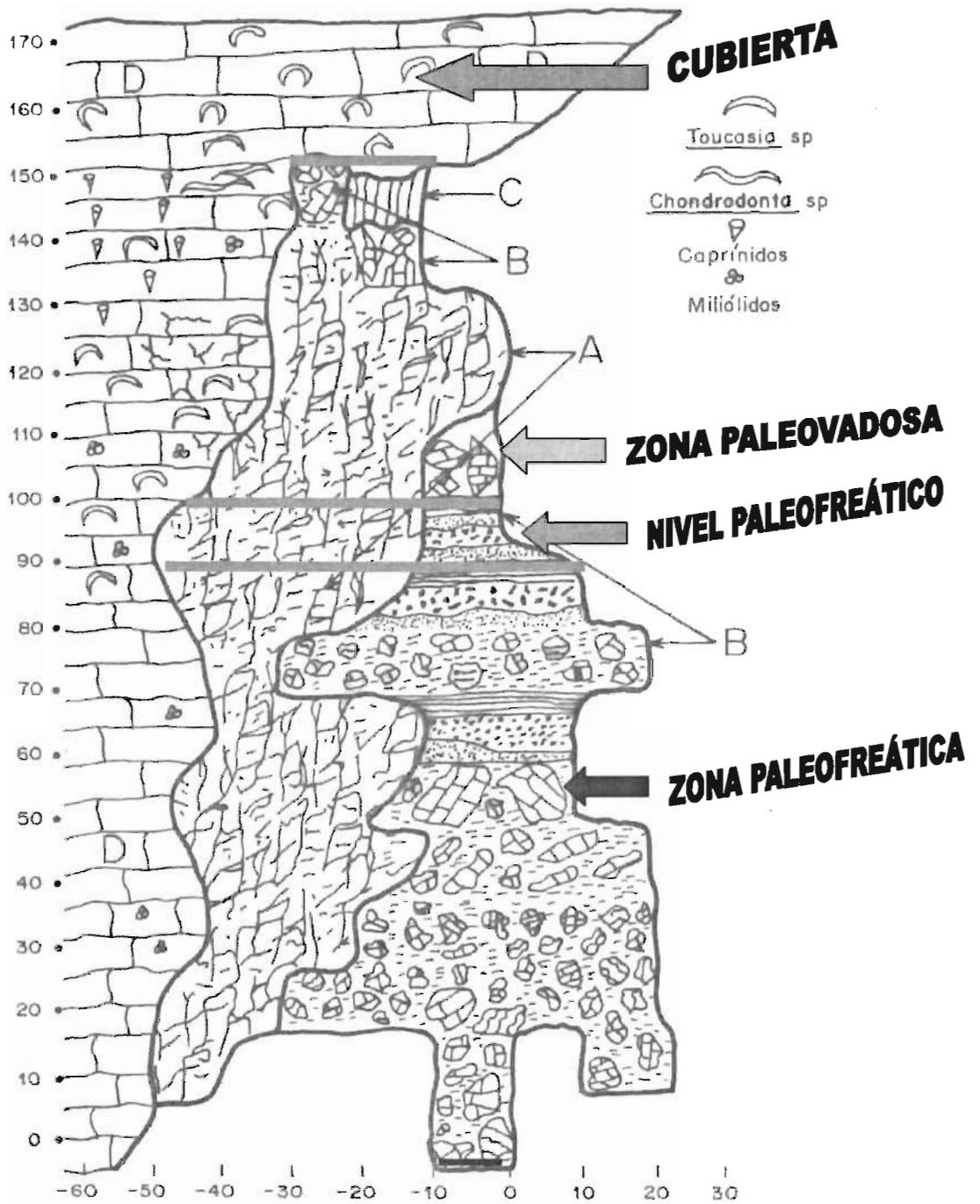


Fig. 1. Sección Dengandho ilustrando las partes del paleokarst: (A) pilar, (B) brechas y relleno del paleokarst, (C) pasaje vertical, y (D) rocas no karstificadas y de la cubierta del paleokarst, además, su posición relativa con la paleohidrología representada por la zona paleofreática, el nivel paleofreático y la zona paleovadosa. En las Figuras 2 a 21 se ilustra la petrografía de todas las muestras (cvk 7 a cvk 23) que se pueden situar en esta figura por sus coordenadas.

ZONA PALEOFREÁTICA

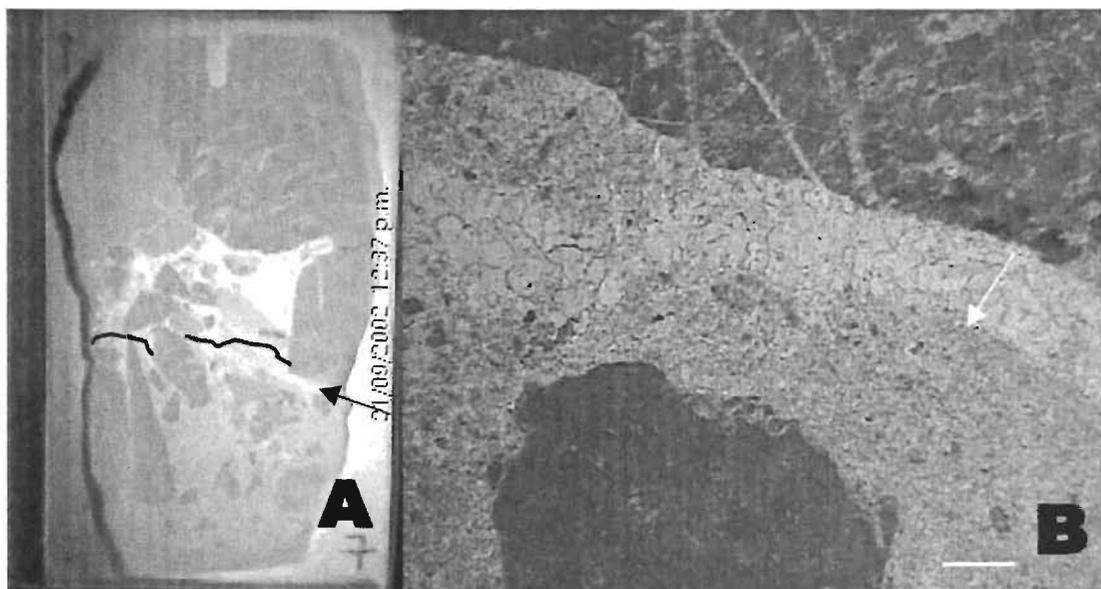


Fig. 2. Muestra cvk 7 (0, 0). A) Litoclastos grandes en la parte superior; en la mitad inferior un relleno geopetal (el contacto con dos líneas quebradas), y entre ambos un hueco relleno por cemento de calcita espática equigranular. B) Área señalada por una flecha en A, indicando el contacto superior (flecha blanca) entre el relleno geopetal de limo arenoso calcáreo en el fondo de esta cavidad, y cristales de calcita en bloque en su parte superior. Escala 500 μ m.

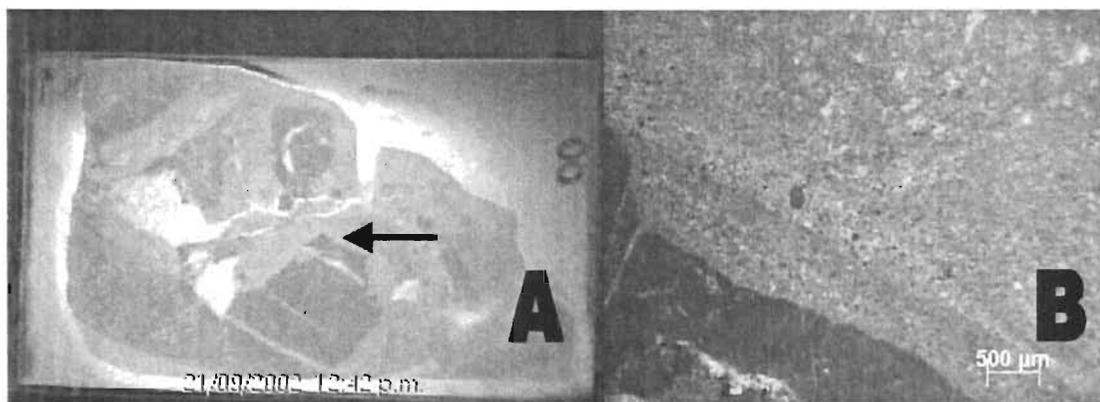


Fig. 3. Muestra cvk 8 (-10, 10). A) Dos litoclastos grandes de 2.5X1.5 cm y de 1.0X0.75 cm en la parte media inferior y superior; en la porción señalada por una flecha hay matriz de limo arenoso fino, semejando derrames inclinados. B) Detalle del limo arenoso con una ligera gradación e inclinación.

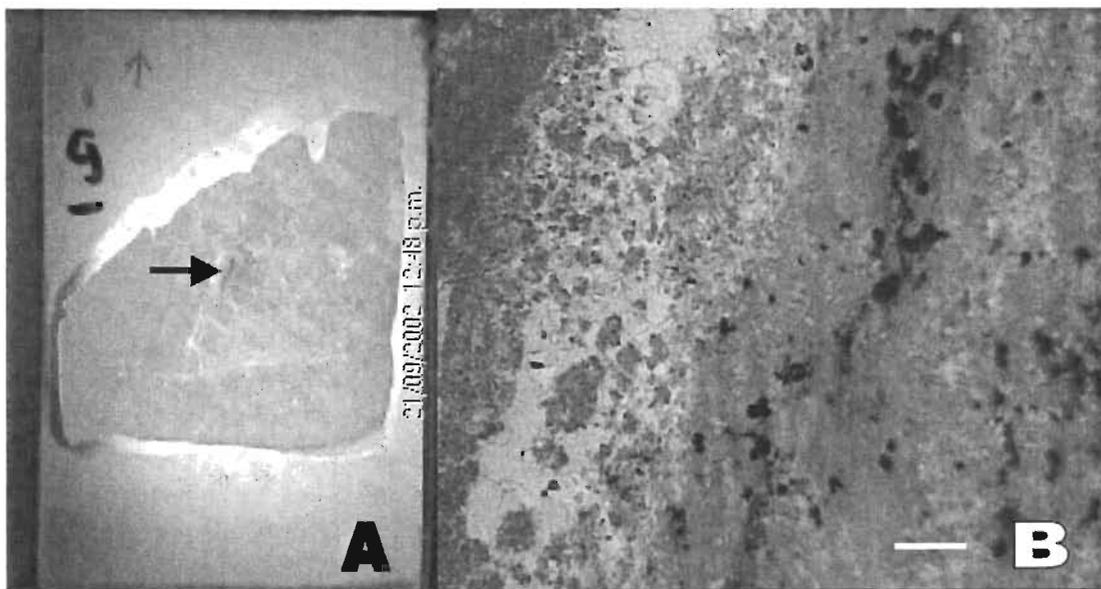


Fig. 4. Muestra cvk 9 (-10, 20). A) Relleno de limo arenoso sucio, con una alineación vertical; los litoclastos tienen entre 100 y 500 μm . B) Detalle de la porción señalada en A con una flecha de izquierda a derecha. Se observa claramente la alineación vertical del sedimento limo arenoso. Escala 500 μm .

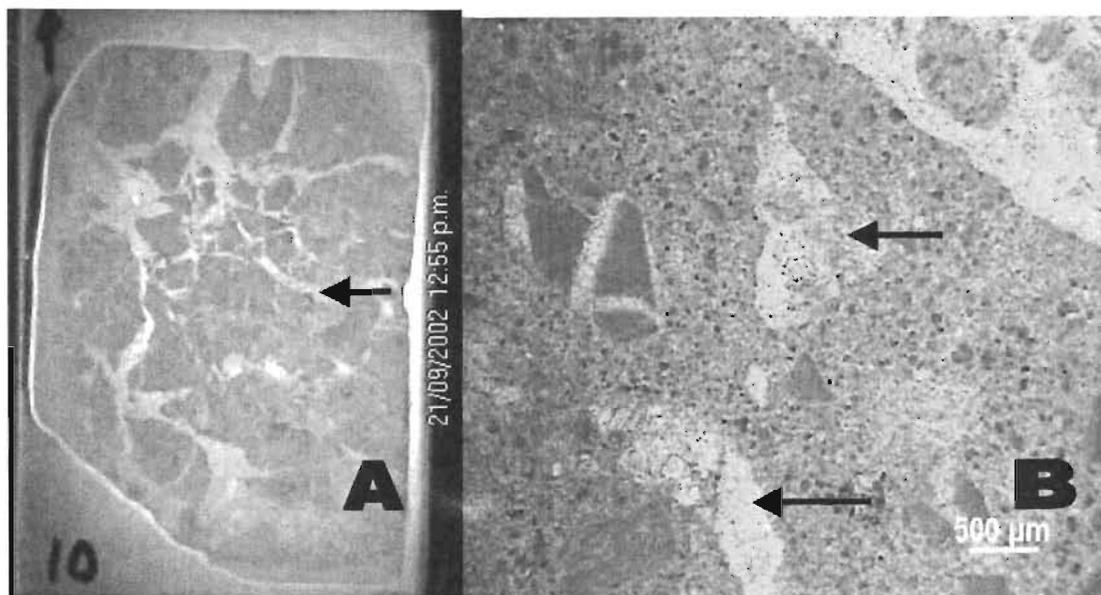


Fig. 5. Muestra cvk 10 (-10, 30). A) Ilustra los litoclastos de tamaño mayor a 2 cm, apoyados entre sí. B) Detalle de A, marcado con una flecha (de derecha a izquierda); se aprecian litoclastos de unas 900 μm , subredondeados y fracturados previamente y dos fragmentos de conchas indicados con las dos flechas horizontales.

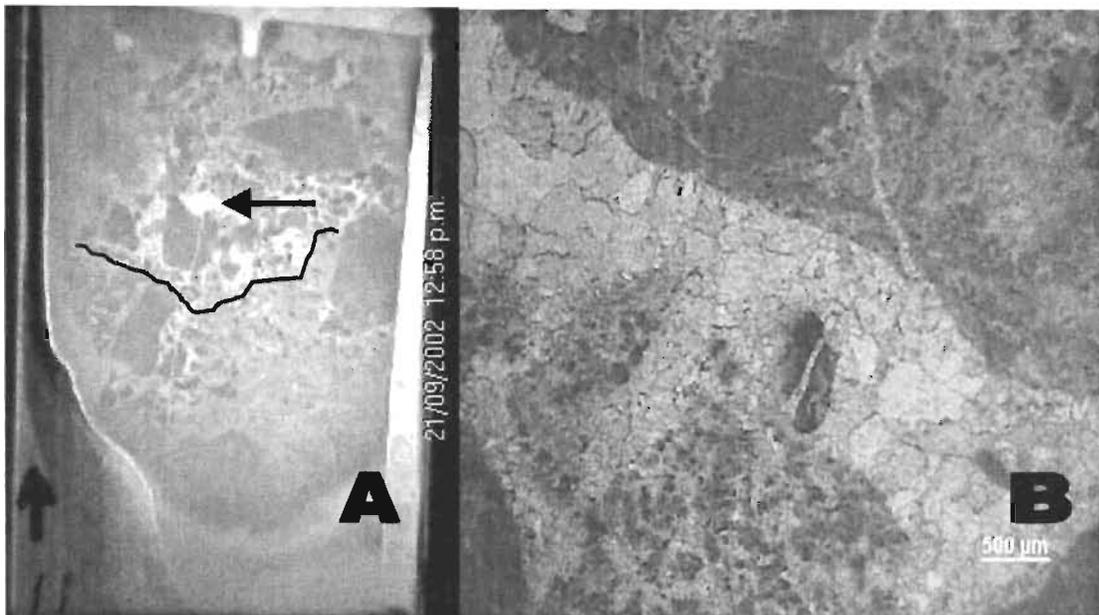


Fig. 6. Muestra cvk 11 (-10, 40). A) Ilustra en la parte inferior de la lámina un relleno geopetal (marcado con línea quebrada), en la mitad superior predomina el cementante espático. B) Detalle señalado en A con una flecha horizontal. La parte superior derecha muestra la base de un litoclasto, con cementante espático equigranular de un tamaño entre 400 y 600 μm , en la parte inferior hay litoclastos asimilados parcialmente por espatita.

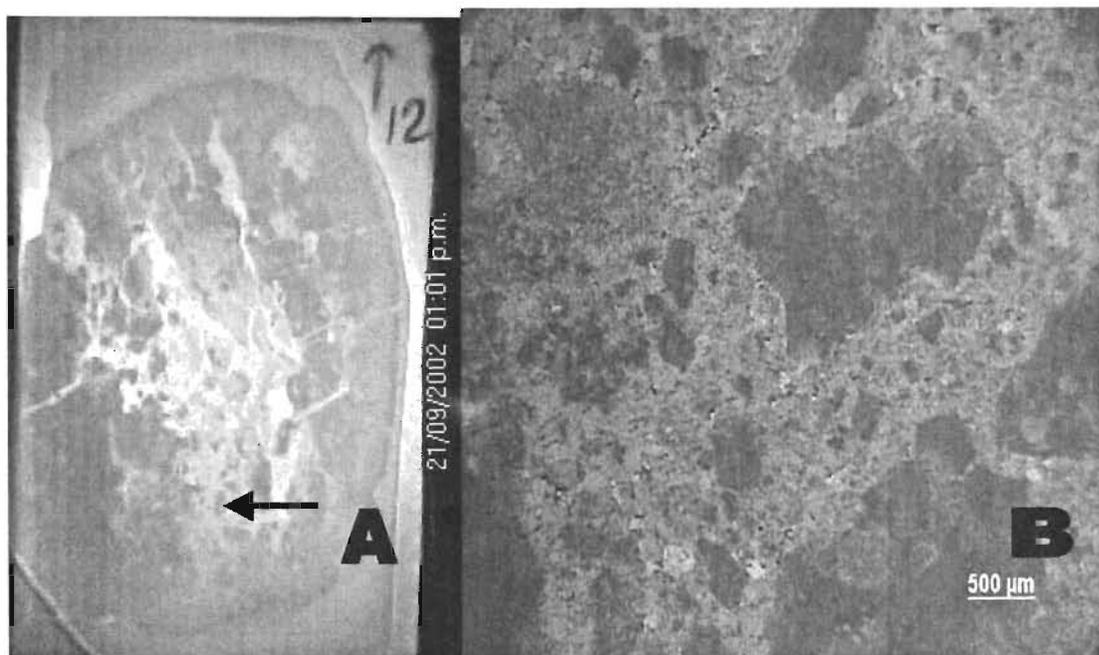


Fig. 7 Muestra cvk 12 (-10, 50). A) Estructura con alineación vertical de limo arenoso peletoides con litoclastos; hay espacios llenos de espatita equigranular. B) Área señalada en A, donde se ven los litoclastos de distintos tamaños con alineación vertical.

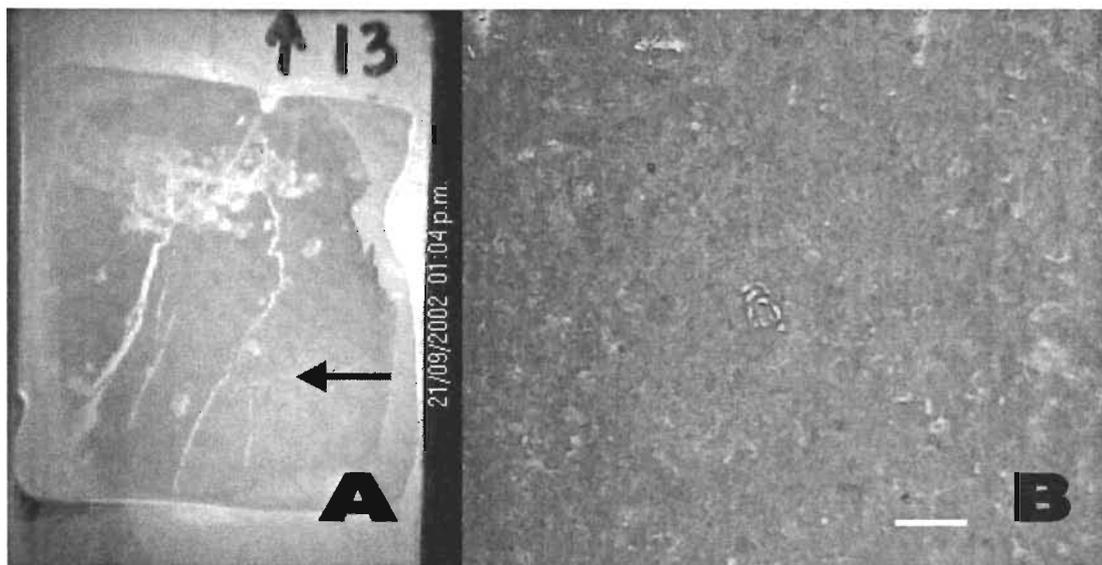


Fig. 8. Muestra cvk 13 (-10, 60). A) Parte de un litoclasto grande mayor a 6 cm; hay tres fracturas principales paralelas de origen tectónico. B) Litología señalada en A de un wackestone peletoides fosilífero de miliólidos. Escala 500 μ m.

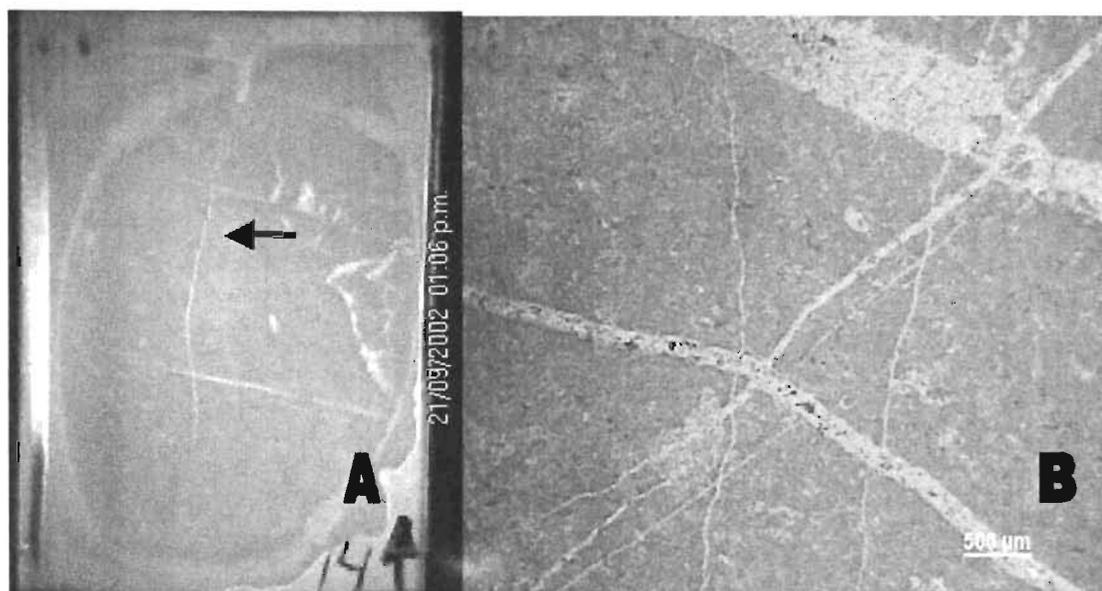


Fig. 9. Muestra cvk 14 (-10, 70). A) Parte de un litoclasto grande mayor a los 8 cm; en esta escala se observan dos juegos de fracturas tectónicas principales oblicuas. B) Se distinguen tres juegos de fracturas del área señalada en la A con una flecha, la litología está formada por un wackestone de pelets.

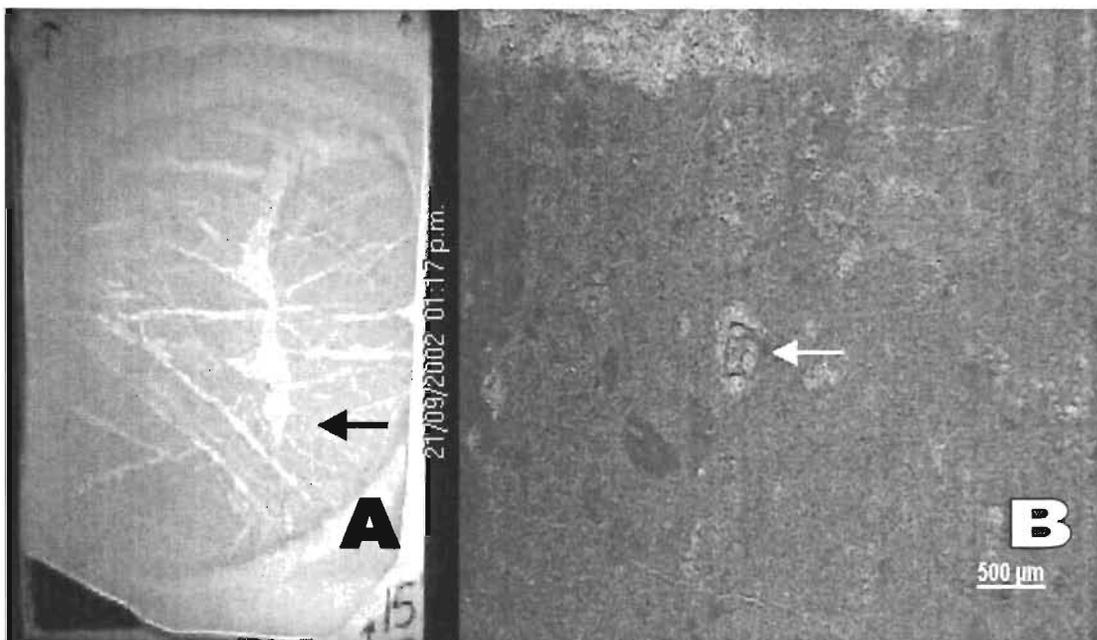


Fig. 10. Muestra cvk 15 (-10, 80). A) Limo arenoso calcáreo con tres juegos de fracturas tectónicas. B) Litología señalada en A con una flecha, de una mezcla de limo calcáreo-peletoide con litoclastos de 200 a 500 μm , y con foraminíferos biseriales (flecha).

NIVEL PALEOFREÁTICO

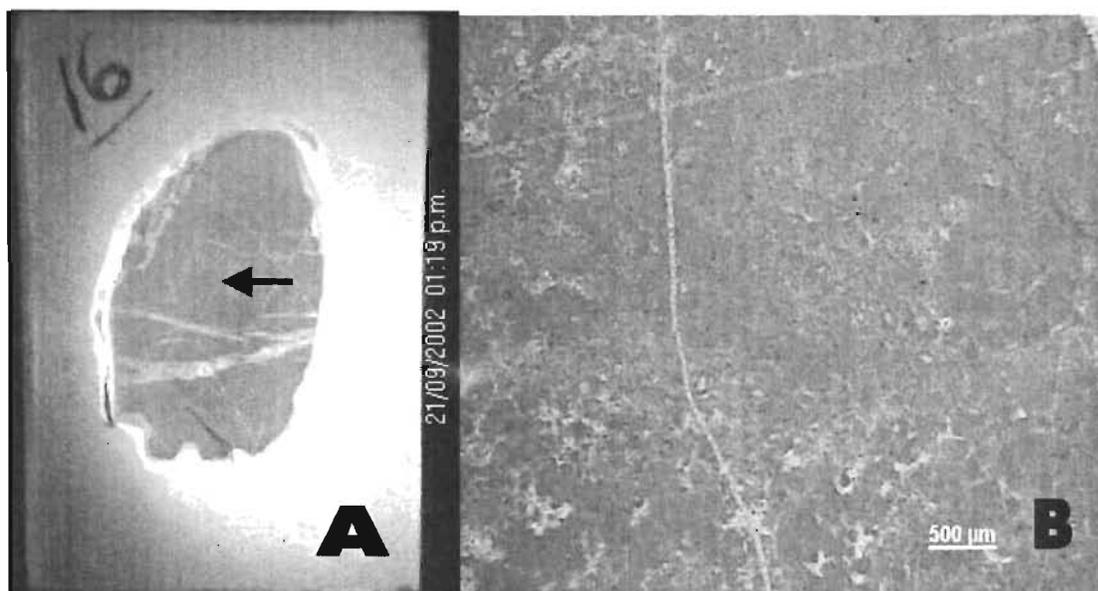


Fig. 11. Muestra cvk 16 (-10, 90). A) Fisura bifurcada en la parte inferior; hay tres juegos de fracturas tectónicas. B) Detalle de la litología (marcada con una flecha en A) de limo y litoclastos bien redondeados, con un tamaño variable entre las 200 y las 500 μm , con laminación horizontal (laminación en el afloramiento).

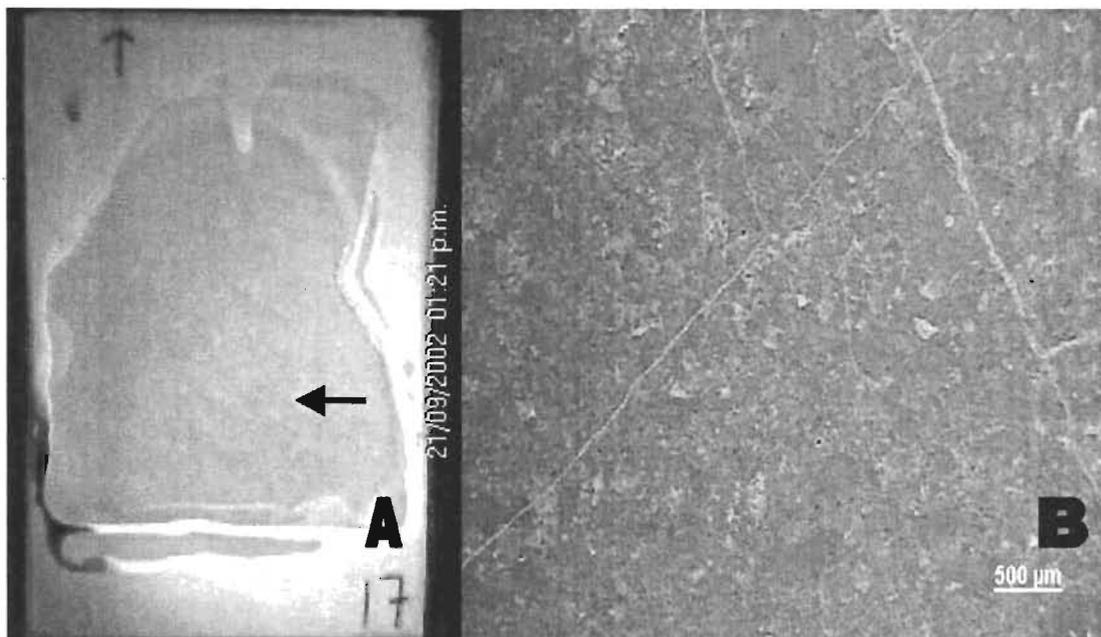


Fig. 12. Muestra cvk 17 (-10, 100). A) Limo calcáreo-peletoide. B) Área señalada con una flecha en A, de limo calcáreo y litoclastos subredondeados, con un tamaño entre 200 y 500 μm con alineación de sus componentes; hay dos sistemas de fracturas tectónicas.

ZONA PALEOVADOSA

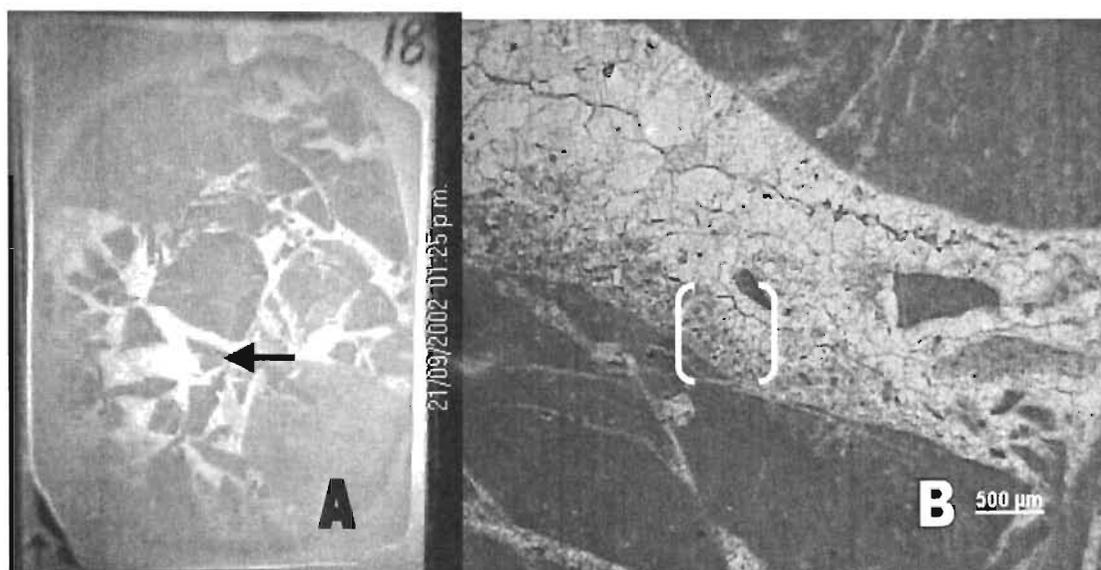


Fig. 13. Muestra cvk 18 (-10, 110). A) Acomodo textural de los litoclastos apoyados entre sí, con cementante espático entre ellos. B) Parte superior de un litoclasto (flecha en A), con una cubierta de cristales en forma de drusa, encima limo calcáreo-peletoide y después cristales equigranulares de calcita. La Fig. 14 muestra el detalle.

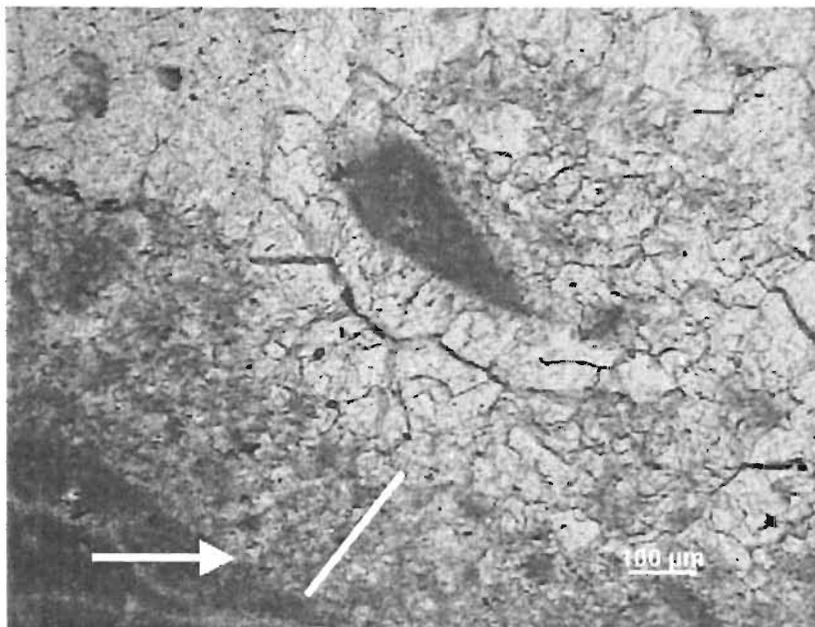


Fig. 14. Detalle marcado en la Fig. 13B con un paréntesis en la parte superior de un litoclasto, donde hay cristales en forma drusa (flecha izquierda a derecha) perpendiculares a la superficie del litoclasto, con longitud de 20 μm . Después encima y en forma inclinada hay una cubierta de limo calcáreo-peletoide, con espesor de 200 μm (línea blanca inclinada). Sobre este material hay una cubierta de cristales limpios equigranulares de calcita de 100 a 200 μm .

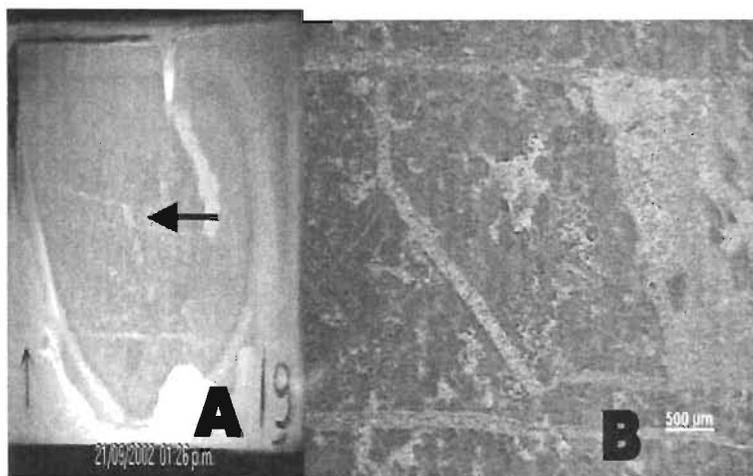


Fig. 15. Muestra cvk 19 (-10, 120). A) Wackestone de pelets con miliólidos con fracturas interrumpidas abruptamente; formadas por debilidad, debido a la falta de sustento físico (la muestra procede del pilar o techo del paleokarst). B) Detalle del área señalada con una flecha en A, es claro que el patrón de las fracturas no es similar al de las fracturas de origen tectónico (de compresión o distensión).

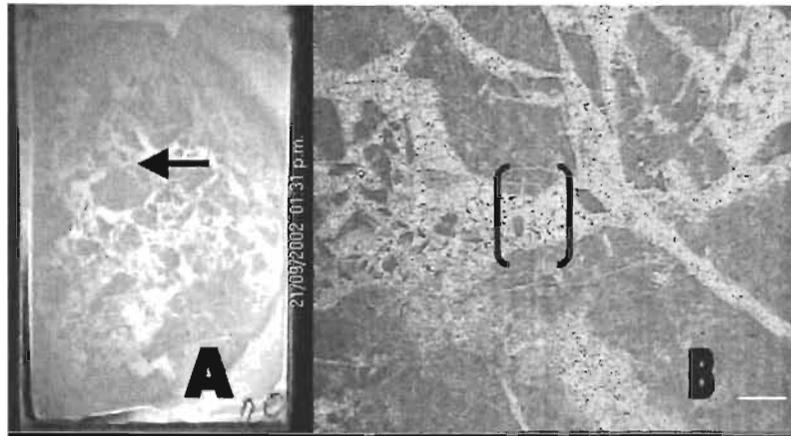


Fig. 16. Muestra cvk 20 (-10, 130). A) Distribución de los litoclastos. Por su empaquetamiento y forma se aprecia que entre ellos no hay matriz y que se encuentran cementados por calcita en bloque. B) Detalle del área marcada en la A con una flecha. Se ve que los litoclastos aparentemente están cementados solamente por calcita cristalina, sin embargo al observar el detalle se aprecia algún material peletoide o litoclástico de 200 a 400 μm . Escala 500 μm .

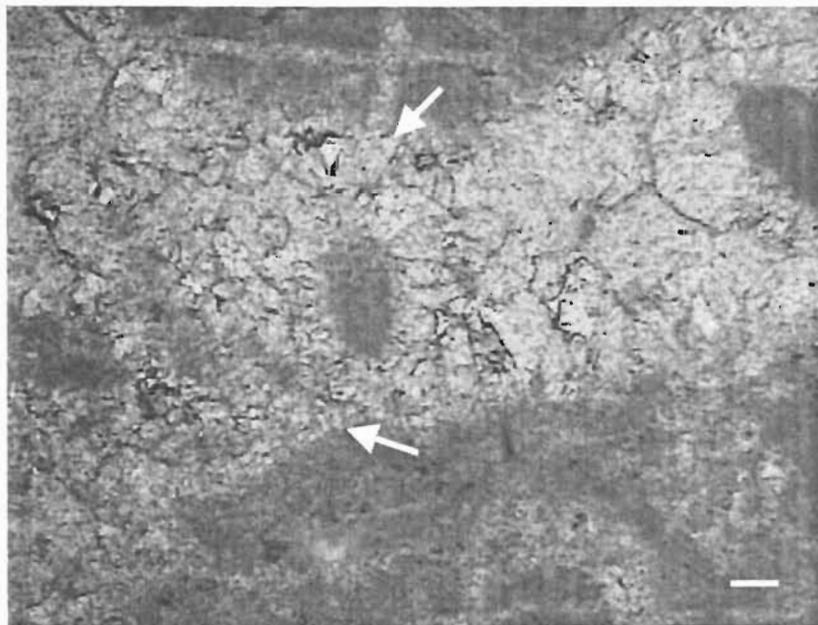


Fig. 17. Detalle del área marcada en la Fig. 16 B con un paréntesis, en los límites de dos litoclastos, uno superior y otro inferior. En la superficie de ambos litoclastos surgen unos cristales en forma de drusa perpendiculares a las superficies (indicados con dos flechas oblicuas de derecha a izquierda) de unas 50 μm de longitud. Después hay unos cristales equigranulares de 100 a 250 μm de aspecto sucio asociados con material peletoide (de 100 a 300 μm). Escala 100 μm .

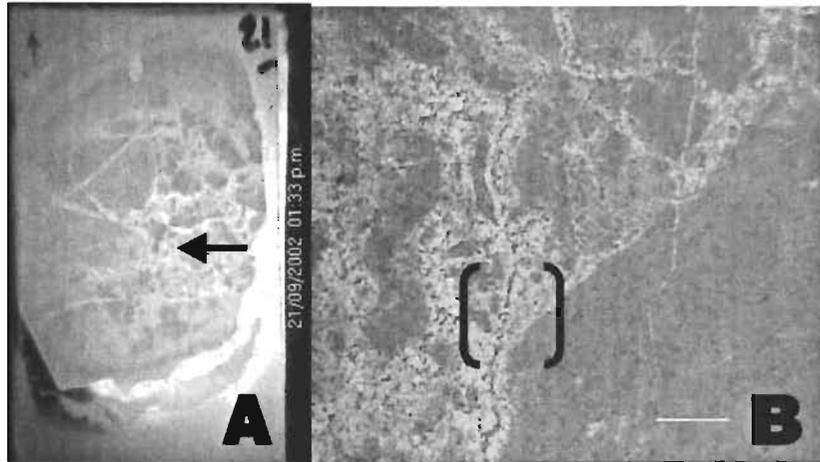


Fig. 18. Muestra Cvk 21 (-10, 140). A) Muestra en el tercio inferior litoclastos de 0.2 a 2.5 cm suspendidos en una matriz limo arenoso-peletoide; en los dos tercios superiores la matriz es menor y hay cristales de calcita que se mezclan aparentemente con ella. B) Detalle del área indicada con una flecha en A; en la mitad inferior derecha se aprecia la superficie de un litoclasto, sobre la superficie hay cristales de apariencia limpia y después cristales equigranulares de aspecto sucio mezclados con material peletoide o trozos pequeños de litoclastos. Escala 500 μm .

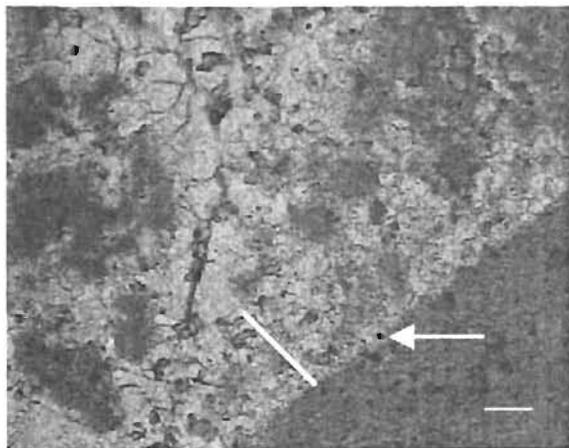


Fig. 19. Detalle del área marcada en la Fig. 18 B con un paréntesis; en la esquina inferior derecha aparece la superficie de un litoclasto; en forma perpendicular a la superficie crecen cristales alargados en forma de drusa de unos 50 μm de longitud (flecha), inmediatamente encima hay una cubierta de 150 a 200 μm (línea oblicua) de un material peletoide-limoso de aspecto sucio e inmediatamente arriba una cubierta de cristales equigranulares de calcita de 100 a 200 μm ; estos cristales se mezclan con material peletoide dando la apariencia en algunas partes de una invasión entre ambos materiales (peletoide-cristalino). Escala 100 μm .

CUBIERTA DEL PALEOKARST



Fig. 20. Muestra cvk 22 (-20, 150). A) Facies de wackestone; se observan cuatro juegos de fracturas tectónicas. B) Componentes litológicos de un wackestone de pellets con miliólidos y macroforaminíferos. Se observan dos juegos de microfracturas de origen tectónico. Escala 500 μm .



Fig. 21. Muestra cvk 23 (-20, 160). A) Aspecto general de las facies de un wackestone de pellets y foraminíferos. B) Detalle de la facies mostrada en A contiene pellets, foraminíferos biseriales y fragmentos de equinoideos. Escala 500 μm .

ANEXO II. FOTOGRAFÍCO Y TABLA DE FRACTURAS TECTÓNICAS.



Figura 1. Fotografía panorámica de la sección Dengandho, mostrando la interpretación visual de cuatro sistemas de fracturas señalados con cuatro colores. Se tomaron lecturas en ocho estaciones donde es posible medir con seguridad la orientación de las fracturas. Los colores corresponden con los del siguiente texto (abajo) de la orientación de las fracturas y sus coordenadas, y con los de la figura 2 y sus 47 lecturas. Escala gráfica aproximada de 50 m indicada en la barra horizontal del lado inferior derecho.

Se indican las coordenadas entre paréntesis y su orientación al final:

Estación 1 (coordenadas 10, 00) N 75° W

Estación 2 (coordenadas 20, 10) N 15° E

Estación 3 (coordenadas -10, 10) N 14° W

Estación 4 (coordenadas -35, 20) N 10° W

Estación 5 (coordenadas 20, 30) N 45° E

Estación 6 (coordenadas 10, 60) N 47° E

Estación 7 (coordenadas -20, 80) N 72° W

Estación 8 (coordenadas 10, 60) N 18° E

Con promedios: **N 17° 30' E**, **N 72° 30' W**, **N 46° E**, y **N 12° W**.



Figura 2. Círculo de 1 m de diámetro, para el inventario de 47 fracturas, las coordenadas son $-20, 80$. Escala la brújula. Los cuatro colores marcados en las fracturas, corresponden con los de la tabla 1, y con los de la figura 1.

El promedio de lecturas y ancho relativo es: las **N 75.5 W** y las **N 53.8 E** más anchas (3, ó 4 mm) que las **N 13.3 E** y las **N 15.3 W** (1 mm de), cortando las primeras a las segundas (las más anchas a las angostas).

10 E (10)	N 73 W (10)	N 15 W (16)	N 50 E (15)
N 8 E (20)	N 74 W (20)	N 15 W (7)	N 50 E (10)
N 9 E (5)	N 78 W (15)	N 15 W (17)	N 47 E (65)
N 14 E (15)	N 77 W (30)	N 17 W (37)	N 52 E (90)
N 10 E (15)	N 79 W (30)	N 17 W (7)	N 55 E (80)
N 10 E (10)	N 76 W (15)	N 12 W (17)	N 55 E (55)
N 15 E (45)	N 75 W (19)	N 18 W (20)	N 62 E (70)
N 20 E (8)	N 74 W (12)	N 17 W (19)	N 60 E (20)
N 20 E (10)	N 79 W (50)	N 10 W (20)	
N 20 E (15)	N 79 W (92)	N 19 W (12)	
N 5 E (17)	N 73 W (50)	N 14 W (15)	
N 20 E (50)	N 73 W (50)		
N 15 E (30)	N 72 W (60)		
N 16 E (25)			
N 8 E (18)			

Tabla 1. Fracturas tectónicas dentro del círculo, cota $-20, 80$.
La orientación en grados y la longitud entre paréntesis en cm.

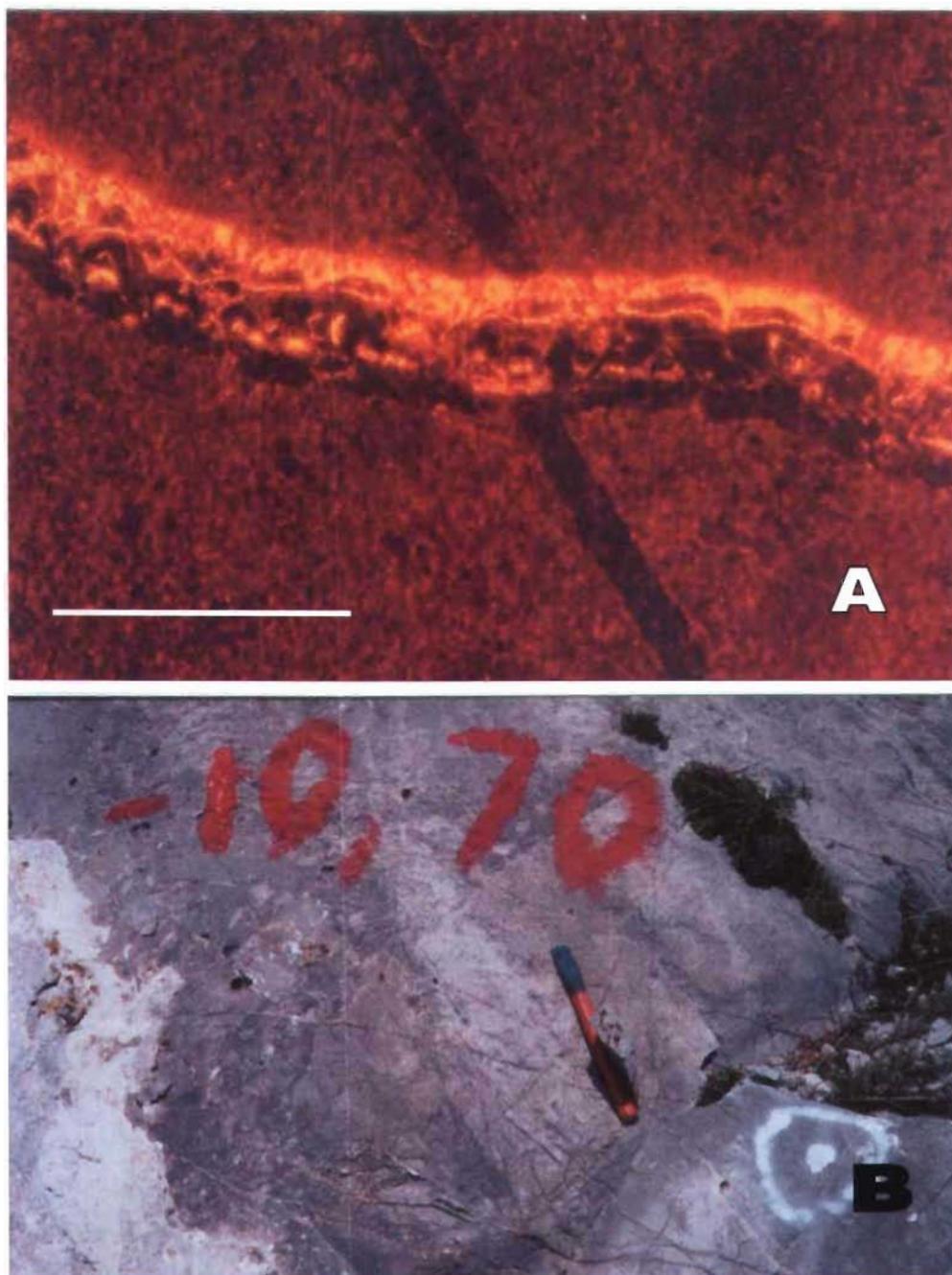


Figura 3. En la figura 3 A es una microfotografía de la muestra cvk 14 (-10, 70) que bajo la luminiscencia, detalla el espesor de dos sistemas de fracturas, su luminiscencia, y su edad relativa; la fractura luminiscente corta a la no luminiscente, lo que permite asignar edades relativas, la luminiscente brillante y más ancha es joven, y la no luminiscente y angosta es antigua. Escala gráfica 500 μm . En la figura 3 B el afloramiento cvk 14 donde también se notan las fracturas a un lado del cincel de 24.5 cm de largo, y que corresponden con las del sistema mostrado en 3 A.

ANEXO III. ANÁLISIS GEOQUÍMICOS

Tabla 1. Datos geoquímicos e isotópicos de las muestras de la Sección Dengandho

Número de muestra	Coordenadas (metros)	MnO %	Fe ₂ O ₃ %	Fe O %	MgO %	Sr ppm	δ ¹⁸ O _{v, pbd} o/oo	δ ¹³ C _{v, pbd} o/oo
Cvk 23	-20, 160	0.004	0.065		0.422	258	-4.59	2.87
Cvk 22	-20, 150	0.006	0.063		0.460	159	-6.59	1.91
Cvk 21	-10, 140	0.004	0.079		0.448	167	-7.06	-0.06
Cvk 20	-10, 130	0.004	0.065		0.292	124	-6.46	1.17
Cvk 19	-10, 120	0.006	0.127	0.051	0.404	149	-5.97	2.57
Cvk 18	-10, 110	0.009	0.066		0.293	128	-7.67	0.43
Cvk 17	-10, 100	0.005	0.083		0.520	195	-8.03	2.16
Cvk 16	-10, 90	0.011	0.095		0.419	142	-13.13	2.05
Cvk 15	-10, 80	0.002	0.128	0.034	0.817	214	-6.47	0.13
Cvk 14	-10, 70	0.017	0.070		0.378	171	-9.23	1.89
Cvk 13	-10, 60	0.023	0.087		0.405	105	-7.02	0.13
Cvk 12	-10, 50	0.025	0.129		0.393	123	-7.51	-0.88
Cvk 11	-10, 40	0.019	0.075		0.444	118	-6.51	-0.49
Cvk 10	-10, 30	0.024	0.060		0.467	123	-7.81	0.68
Cvk 9	-10, 20	0.026	0.111	0.017	0.391	143	-8.09	-0.56
Cvk 8	-10, 10	0.011	0.085		0.382	144	-6.47	-1.37
Cvk 7	00, 00	0.030	0.066		0.375	163	-7.98	-0.33

Tabla 2. Análisis cuantitativo por Fluorescencia de rayos X

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Rb	Sr
*	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm
Cvk07	0.563	<0.004	0.337	0.066	0.030	0.375	56.2	0.067	0.011	0.006	2	163
Cvk08	0.944	<0.004	0.066	0.085	0.011	0.382	56.76	0.075	0.02	0.011	2	144
Cvk09	3.307	<0.004	0.146	0.111	0.026	0.391	55.08	0.068	0.01	0.006	2	143
Cvk10	0.915	<0.004	0.077	0.06	0.024	0.467	56.29	0.052	0.009	0.008	1	123
Cvk11	0.761	<0.004	0.077	0.075	0.019	0.444	56.46	0.053	0.008	0.008	1	118
Cvk12	1.033	<0.004	0.354	0.129	0.025	0.393	55.68	0.064	0.021	0.007	3	123
Cvk13	0.283	<0.004	0.089	0.087	0.023	0.405	56.45	0.122	0.009	0.007	2	105
Cvk14	0.144	<0.004	<0.018	0.07	0.017	0.378	56.79	0.111	0.01	0.005	1	171
Cvk15	0.644	<0.004	<0.018	0.128	0.002	0.817	56.16	0.072	0.027	0.009	2	214
Cvk16	0.373	<0.004	<0.018	0.095	0.011	0.419	56.60	0.081	0.009	0.009	1	142
Cvk17	0.293	<0.004	<0.018	0.083	0.005	0.52	56.69	0.084	0.02	<0.004	1	195
Cvk18	0.157	<0.004	<0.018	0.066	0.009	0.293	56.78	0.097	0.009	0.007	2	128
Cvk19	0.735	<0.004	<0.018	0.127	0.006	0.404	56.55	0.056	0.007	0.007	1	149
Cvk20	0.313	<0.004	<0.018	0.065	<0.004	0.292	57.25	0.092	0.011	0.006	2	124
Cvk21	0.601	<0.004	<0.018	0.079	<0.004	0.448	56.80	0.098	0.009	0.007	1	167
Cvk22	0.249	<0.004	<0.018	0.063	0.006	0.46	56.86	0.073	0.016	0.006	2	159
Cvk23	0.316	<0.004	<0.018	0.065	<0.004	0.422	6.86	0.112	0.008	0.009	1	258

Depto. Geología Regional
1º de septiembre de 2004.

Ing Baldomero Carrasco V.
Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología UNAM
Presente

A continuación me permito reportar a Ud. los resultados de las determinaciones de % de FeO de las muestras enviadas.

Muestra	%FeO
Cvk-09	.017
Cvk-15	.034
Cvk-19	.051

$$\%Fe \text{ total} = \% FeO + \% Fe_2O_3$$

Fe total = dato de FRX

FeO = dato reportado

$Fe_2O_3 = x$

$$Cvk \ 09 \ Fe_2O_3 = Fe_{total} - FeO \times 1.429 = 0.111 - .017 \times 1.429 = 0.024$$

$$Cvk \ 15 \ = 0.128 - .034 \times 1.429 = 0.080$$

$$CvK \ 19 \ = 0.127 - .051 \times 1.429 = 0.054$$

El método usado para la determinación del % de FeO es el de Shapiro and Brannock (1962) modificado, titulando con dicromato de potasio.

Atentamente



Química B. Sonia Angeles

Cep. Ing. Enrique González Torres. Secretario Técnico del IGLUNAM
Archivo Depto. Geología Regional

ANEXO IV. CORRELACIÓN CON OTROS PALEOKARSTS

7

Carrasco-V., B., 2003, Paleokarst in the Marginal Cretaceous rocks, Gulf of Mexico, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*: AAPG Memoir 79, p. 169–183.

Paleokarst in the Marginal Cretaceous Rocks, Gulf of Mexico

Baldomero Carrasco-V.

Instituto de Geología and Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México

ABSTRACT

Some El Abra Formation carbonate reservoirs produce from fractured and brecciated rocks resulting from paleokarstic events. The western margin of the Gulf of Mexico front of the Sierra Madre Oriental exposes Albian-Cenomanian rocks of the El Abra Formation. In the Actopan Platform, these outcrops allow the study of the paleokarst development in peritidal rocks. Included in the karst are dissolutional, depositional, fracturing, brecciation, and collapse features. *Toucasia* wackestone beds of restricted-marine lagoonal to intertidal environment overlay the paleokarst.

Similar events also occur in subsurface Albian-Cenomanian carbonate rocks around the Gulf of Mexico: Jordan Knoll (eastern Gulf of Mexico) and San Marcos and Cordoba Platforms (northwestern and western Gulf of Mexico).

Some of the paleokarsted rock intervals have been studied only by space-core samples or by geophysical methods (Jordan Knoll). The Actopan Platform rocks allow an Albian-Cenomanian model to be developed and to be compared to similar rocks around the Gulf of Mexico.

INTRODUCTION

Mexican Cretaceous carbonate rocks have been prolific hydrocarbons producers from different sedimentary facies since early in the 20th century. Oil production began in Mexico in 1904 after discovery of the Tampico-Misantla Geologic Province (Cruz and Meneses, 1998). Since then, oil fields have been discovered in the following Cretaceous carbonate provinces: Sabinas Basin, Tampico-Tuxpan Basin, Cordoba Platform, Tabasco-Chiapas, and the Campeche Provinces.

Production and oil shows have come from stratigraphic traps (Sabinas), basinal fractured carbonates (Panuco-Ebano), platform reefal rocks, and forereef debris and turbidites (Tampico-Tuxpan Basin, Golden Lane Platform, Cordoba Platform, Cactus-Sitio Grande Area, and the Campeche-Yucatan Platform) (Santiago et al., 1984, p. 1–36).

Paleokarst features in Mexican oil fields were first noted in exploration of the El Abra Limestone in 1916. The Pemex drilling report for the Cerro Azul well # 4, drilled in that unit, noted that the blow-out in that well “threw pieces of stalactites into the air” (Viniegra et al., 1970, p. 316).

PURPOSE OF THE PRESENT STUDY

The present study has the following aims: (1) to document the presence of an important episode of karst formation in the Cretaceous El Abra Formation along the Actopan Platform, (2) to correlate or relate the subaerial exposure and development of the karst with other analogous and equivalent subsurface events around the Gulf of Mexico, and (3) to suggest the possibility of some other geologic areas

with suspected dissolution-collapsed system development that deserve future study.

KARST FEATURES

Terminology used by Mexican and American geologists to describe dissolution features in the El Abra Limestone has varied considerably. This nomenclature includes terms such as: "limestone caverns" (Viniestra et al., 1970), "karstic erosion lithofacies" (Carrasco, 1971), "subaerial exposure (karst development)" (Coogan et al., 1972), "karstic collapse, cavern formation" (Wilson, 1975), "episodes of exposure, karst surface" (Aguayo, 1978), "karst topography, karst caverns" (Enos et al., 1983), and "karst formation, subaerial exposure surfaces, microkarst, karst event" (Minero, 1988).

In the following discussion, the subsurface karst features in the Cretaceous rocks of Mexico are presented first. Coogan et al. (1972) studied 400 m of core from 14 wells: 10 in the Poza Rica trend and 4 on the Golden Lane Platform. They attributed the high and variable porosity and permeability to subaerial erosion (karst development) of the El Abra Limestone. They also presented evidence of surface exposure during the latest Cretaceous or earliest Tertiary, and they postulated that the Golden Lane Platform was tilted down toward the west during the Tertiary. However, they did not report any petrographic or macroscopic paleokarst features in samples of the four wells of the El Abra Limestone from the Golden Lane Platform.

A stratigraphic equivalent of the El Abra Limestone is present in the subsurface of the western margin of the Gulf of Mexico. One of the Mesozoic plays in the Cordoba Platform (Veracruz Basin) was described by Martínez et al. (2001) as karstic rock in the Orizaba Limestone (Albian-Cenomanian), but there is no description of the features in the subsurface samples.

On the border between the Chiapas-Tabasco area, in the southwestern margin of the Gulf of Mexico, Varela et al. (1997) studied the Middle Cretaceous (Albian-Cenomanian) rocks of Artesa-Mundo Nuevo Platform. They described an event in the tectonic evolution of the area in which there was a "destruction of the platform during the pre-Late Eocene uplifting and erosion. This produced the unconformity at the Iris area, putting the Middle Cretaceous and Upper Eocene deposits in contact." In their Figure 1, an area of erosion is shown that is approximately 85 km long and 20 km wide.

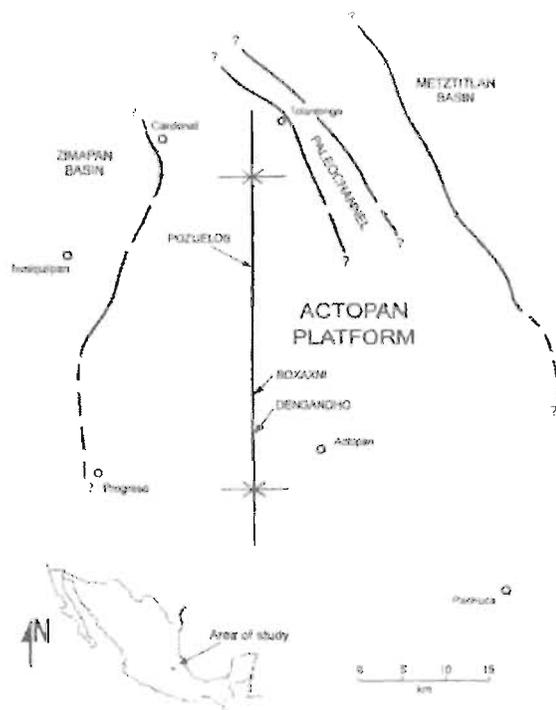


Figure 1. Albian-Cenomanian paleogeography of Actopan Platform with El Abra Formation and the basinal facies. There is a south-north syncline, and at the side of the structure are located the outcrops of Dengandho, Boaxani, and Pozuelos sections.

However, they present no description of samples or other lithologic evidence.

At the surface, the El Abra Formation outcrops in the type locality had been studied by many geologists. Kellum (1930) described the "millolina phase" and the "Taninul phase." Muir (1936) followed Kellum's concepts and proposed another term, "mixed facies," for the fore-reef deposits. Both facies are described on the basis of lithologic and paleontologic attributes of the two members of this formation (Taninul and millolina). The first detailed and specific study was made by Aguayo (1978, p. 87, 96, 106, 110). The study included sedimentary environments, diagenetic characteristics, geochemistry, and detailed stratigraphy. He found that the reef complex was exposed and a karst surface formed during the Coniacian-Santonian and later was covered with Upper Cretaceous pelagic sediments. Aguayo also stated: "in the final emergence of the platform during later periods of exposure, the limestones were extensively and non selectively dissolved, creating karst topography, and the remaining voids were partially filled

with vadose sediment, collapse breccias, and by drusy and blocky, sparry calcite cements."

Enos et al. (1983, p. 13, 32, 73) in a fieldtrip guide book to the type locality of the El Abra Limestone in the Valles-San Luis Potosí Platform, indicated that the most spectacular oil fields in Mexico are those of the Golden Lane Trend, and the "production in these wells was apparently from karst caverns at the summit of reef limestone bordering the Golden Lane atoll." They described some discontinuity surfaces as "minor breaks in the sedimentary record, chiefly intraformational..." including erosional and non-depositional hiatuses. Enos et al. (1983) make five observations that suggest that dissolution at the microkarst surfaces lowered the general surface only slightly: (1) surfaces form low-relief horizons, (2) correlation between quarries does not indicate convergence or divergence of surfaces, (3) microkarst is largely restricted to subaerial lithofacies, (4) karsted subaerial limestones are of similar thickness to non-karsted subaerial limestones, and (5) solution residues and paleosols are largely lacking. In addition, they note that average solution for microkarst formation in tropical and subtropical climates ranges from 5 to 100 mm/1000 years, varying largely in response to temperature and rainfall differences. The paleogeographic position of the type locality of the El Abra Formation in the Valles-San Luis Potosí Platform (15-25° N), the presence of rudist reefs, the abundance of solution porosity, and the microkarst horizons themselves are evidence of a warm, humid climate. Minero (1988) has the same description of the features as Enos et al. ("supratidal flats resulted in microkarst"). All the evidence given by Enos et al. (1983) and Minero (1988) certainly indicate the development of a "microkarst" but not of extensive paleokarst or paleocaves (in the sense of Wright, 1982; Esteban and Klappa, 1983; Esteban and Wilson, 1993; Choquette and James, 1988; Wilson et al., 1992; Kerans, 1989, 1993; Loucks and Hanford, 1992; and Loucks, 1999) developed in some Paleozoic or Mesozoic strata, or even in the Proterozoic (Kerans and Donaldson, 1988).

The subsurface Edwards Formation (Griffith et al., 1969, p. 121 and 123, Figures 3 and 6) of Texas, in the northwestern margin of the Gulf of Mexico, is a close stratigraphic and lithologic equivalent of the El Abra Formation. The rudist-reef facies, subtidal-platform facies, tidal-flat facies, and supratidal facies of the two formations are almost identical in sedimentary patterns and in fossil content. With respect to paleokarst, the Edwards Limestone is a prolific

water resource (Edwards aquifer) in south-central Texas. Hovorka et al. (1996, p. 3, 15, 31, 33, 39, 43, 47, and 57) have shown that there was post-depositional alteration in the Edwards Group, which they attributed to prolonged subaerial exposure. They showed evidence from two cores of a karstic unconformity at the top of the Edwards Group beneath the Georgetown Formation. They stated that "burrow-filling sediment may have been preferentially leached by meteoric water during exposure and then infilled with Georgetown sediment." In another paper, also related to the Edwards Group, Hovorka et al. (1998, p. 30) noted that the major episode of karstification occurred during development of a fresh-water aquifer in the post-Miocene to Holocene episode. Actually, there were two major periods of karstification in the Edwards Group, according to the concepts described by Hovorka et al. (1996, 1998), one in the upper Albian-lower Cenomanian and the other in the post-Miocene to Holocene.

REGIONAL GEOLOGIC SETTING

Part of Mexico during the Cretaceous was a major carbonate province with several shallow-water platforms. Wilson (1975, p. 325-328) presented a good review of all the regional facies around the Gulf of Mexico. He explained that this carbonate province is a result of the extensive Albian and Cenomanian marine transgression that prevented influx of terrigenous clastics from western North America. The distribution of known banks in Central Mexico include the Toliman, El Doctor, Actopan, Valles-San Luis Potosí Platforms, Faja de Oro (Golden Lane), and the Cordoba Platform.

The Actopan Platform is located at the southeastern end of the Valles-San Luis Potosí Platform (Carrillo, 1971). The basement is a paleogeographic unit formed of rocks of Precambrian, Paleozoic, and Triassic age built by the Permian-Triassic Orogeny. Marine transgression of the platform had begun by the Kimmeridgian and continued during the Cretaceous, culminating in the great carbonate banks of the Albian-Cenomanian.

In 1970-1972, Pemex geologists, along with the author, performed a detailed study (unpublished) of much of the stratigraphic section of the carbonate rocks of the Valles-San Luis Potosí Platform. They found that sedimentation in the Actopan area showed a specific sedimentary pattern distinct from that of other parts of the large platform; because of this, they

proposed that the region be designated the "Actopan Platform" (Figure 1). This platform is located between the mining district of Zimapan and the town of Actopan. The sedimentologic characteristics of this area have been discussed by some authors, including Wilson (1975, p. 324, 327, and 328). The platform was formally defined by Carrasco (1971, p. 5-6).

Carrasco (1971) described the Albian-Cenomanian carbonate strata on the carbonate platform. The lithofacies consist of breccias and turbidites, bioclastic grainstone, rudist boundstone, pellet packstone, milliolid wackestone, oolitic grainstone, and dolomitic supratidal mudstone; karstic erosional features also were described. Only the El Abra Limestone is exposed in the Actopan Platform; it has a measured thickness of 2098 m. (Carrillo, 1971, mentioned thicknesses of 1500 to 2000 m; in the Golden Lane platform, Guzmán, 1967, described a thickness of 2000 m; Wilson, 1975, described the total thickness of El Abra Formation as nearly 3000 m). In the Zimapan Basin and the El Doctor reef, the Upper Cretaceous Soyatal Formation appears. To the north and northwest of the present platform, calcareous-terrigenous basinal rocks of the Santuario and Trancas Formations of Neocomian and Upper Jurassic occur below the El Abra Formation.

The Cretaceous (Albian-Cenomanian) carbonate rocks of the El Abra Formation in Actopan (Figure 1) were deposited on a carbonate platform bounded to the northwest by the Zimapan Basin. In the north-central part of the basin is a small paleochannel, and to the northeast is located the Metztitlan Basin. The southern and northern limits of the Actopan Platform are covered by Tertiary volcanic rocks.

Outcrops of paleokarst horizons in the platform are located along a north-south syncline (Figure 1) and are exposed at three localities: Dengandho (south), Boxaxni (south-central), and Pozuelos (north). These localities are separated from one another (from south to north) by 5.5 km (Dengandho-Boxaxni) and 17.6 km (Boxaxni-Pozuelos). The stratigraphic thicknesses (Figure 2) of the karst intervals are: Dengandho 160 m, Boxaxni 143 m, and Pozuelos 142 m. The Dengandho section is the best of these localities in which to observe the paleokarst features.

STRATIGRAPHY OF THE KARST INTERVAL

In the worldwide stratigraphic column there are well-documented examples of paleokarst in the Proterozoic (Kerans and Donaldson, 1988), Cambro-

Ordovician (Loucks and Hanford, 1992; Wilson et al., 1992, 1993), Silurian (Kahle, 1988), Mississippian (Sando, 1988), Lower Carboniferous (Wright, 1982), Permian (Craig, 1988), and Jurassic (Vera, et al., 1988). In the Lower Cretaceous rocks of Italy, Soudet et al. (1994) studied karstification of Oligocene to Miocene carbonate rocks. In contrast, examples of subsurface karst features in Cretaceous (Albian-Cenomanian) carbonate rocks around the world are rare.

Based on paleontologic studies done by Petróleos Mexicanos and the Instituto Mexicano del Petróleo, Carrillo-B. (1971, p. 40) assigned an Albian-Cenomanian age to the El Abra Limestone rocks of the western, central, and eastern areas of the Valles-San Luis Potosí Platform in the Sierra Madre Oriental Geographic Province. He assigned the same Albian-Cenomanian age to the platform carbonate rocks of the province of Altiplano Mexicano, where part of the Actopan Platform is located.

Carrasco (1970) also assigned an Albian-Cenomanian age to the El Abra rocks in his lithostratigraphic review of the characteristics of the El Abra Formation in the Valles-San Luis Potosí Platform, and he considered the El Doctor Formation, in the isolated El Doctor Platform, to be a time and lithologic equivalent of the El Abra Formation.

It is important to understand that the paleokarstic features of rocks of the El Abra Limestone of the Actopan Platform are the result of exposure of these carbonate platform rocks for a short time, possibly less than a million years. They were later covered by sediments of Albian-Cenomanian age, deposited under restricted-marine to lagoonal or intertidal conditions. The El Abra outcrops of the Actopan Platform resemble units described by Martínez et al. (2001) and Hovorka et al. (1996), and the event described by Schlager (1991, 1992). In other areas, Coogan et al. (1972), Aguayo (1978), and Varela et al. (1997) presented another interpretation of the timing of karst formation. They postulate that dissolution and karst formation occurred in the Upper Cretaceous and Tertiary, after deposition of the El Abra Limestone and equivalent platform rocks in Chiapas-Tabasco.

The Cretaceous period possibly embraced the warmest intervals in earth history (Frakes and Francis, 1990), as indicated by distribution of climate-dependent rock types and fossil flora and fauna and by oxygen-isotope paleotemperature measurements. A peak of warmth occurred in the Albian. The decline in evaporites and the distribution of coal deposits indicate that the Cretaceous period was considerably more humid than the arid late Jurassic period.

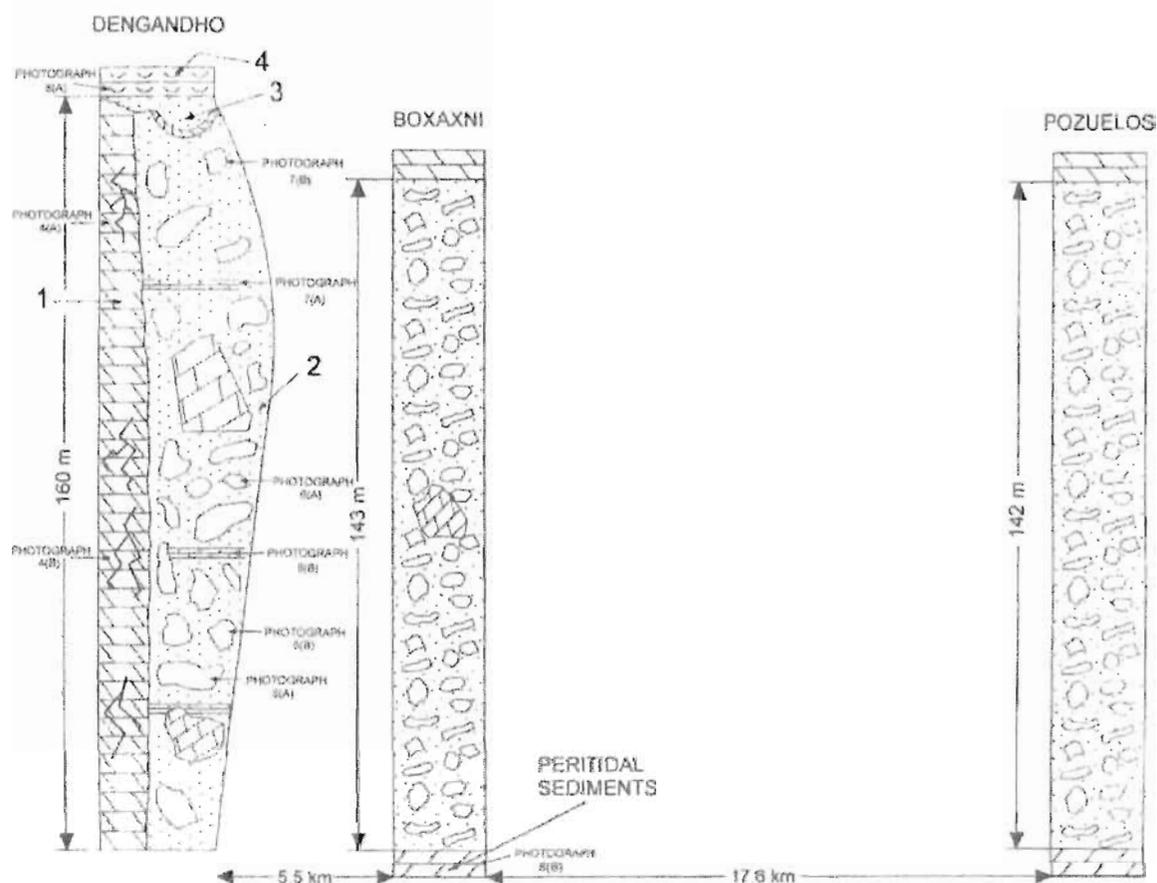


Figure 2. Stratigraphic section at the Dengandho, Boxaxni, and Pozuelos localities. See Figure 1 for geographic location and text for description of zones in the Dengandho section.

According to Schlager and Philip (1990), the "greenhouse Earth" of the Cretaceous differs drastically from the "icehouse Earth" in which we now live. Cretaceous platforms developed in a world with a much smaller ice volume and, therefore, underwent different patterns of sea-level fluctuation.

Relative fall of sea level in the Cretaceous produced exposure, karstification, and formation of calcrete (Schlager and Philip, 1990). According to Schlager (1992, Figures 6-4), in the Albian-Cenomanian, a platform subsiding at 50 m/Ma must have been exposed during fewer than a million years. Schlager (1991, Figure 10) showed geophysical evidence of the mid-Cretaceous unconformity in the southeastern Gulf of Mexico (northwestern Cuba, south Florida Platform, and eastern Campeche Platform). The Jordan Knoll is a Cretaceous feature represented by

the contours of the pre-unconformity and periplatform carbonates (Albian, early Cenomanian).

In the Actopan Platform, there is no the paleontologic evidence of the age of bank exposure and karstification. It is suspected that it happened between the upper Albian and the lower Cenomanian with span of exposure in geologic time of fewer than a million years, according to the Schlager criteria.

KARST FEATURES

Choquette and James (1988) have described karst as a dramatic feature of the earth's surface that is unique and complex. Paleocave features are only the most obvious in an array of surface and subsurface structures that range in size down to the

submicroscopic and comprise systems that just now are beginning to be well understood—systems that, quite uniquely, form almost entirely by dissolution.

In the geologic record, the general karst features and processes are identified mainly by speleothems (rarely preserved), cave sediments, and karst breccias.

According to Choquette and James (1988) and Wright (1982), for karst to be preserved, it must be buried by younger sediments, which commonly are marine carbonate sediments but may be terrestrial.

Features commonly associated with paleokarst are breccias that can be used at the surface or in the subsurface as criteria for recognition of paleokarstic events. The breccias themselves furnish information about their genesis (Wilson et al., 1992). Certain distinctive characteristics are significant in this regard. The breccia fabrics and petrology have been described by Kerans (1989, 1990, 1993), Loucks and Hanford (1992), Loucks and Mescher (1997), Loucks (1999), and Lucia et al. (1992), and Lucia (1996).

The classification proposed by Kerans, Loucks, and Lucia for the study of paleokarst is precise. I will follow the Loucks' concepts (Loucks, 1999) in describing the rocks in outcrops of the Actopan Platform, because this classification is clear, practical, and easy to apply. (Loucks, 1999 uses the term paleocaves in the same sense as paleokarst). Loucks (1999, p. 1807–1811) and Loucks and Mescher (2001) described in detail the classification of breccias and clastic deposits in paleokarst systems. They distinguish chaotic breccia, crackle breccia, and cave-sediment fill.

In the Actopan Platform (Figures 1 and 2) there are three stratigraphic sections: Dengandho, Boxaxni, and Pozuelos. Possibility for observation at both Boxaxni and Pozuelos is limited because exposures are poor and because the carbonate rocks are completely dolomitized. The Dengandho section has the best outcrop exposures (Figure 3), but the base of the karst material is partially covered. To complete the section, I will describe the base of the paleokarst at the Boxaxni section where it is well exposed, even though these rocks are dolomitized.

The Dengandho section (Figures 2 and 3) shows an exposure of paleokarst approximately 60-m wide, and 160-m thick. It is composed of four zones: (1) pillar, (2) breccias, (3) vertical shaft passage, and (4) paleokarst cover.

Zone 1: This zone is composed preferentially of crackle (Figure 4A) and mosaic breccia (Figure 4B). These rocks may correspond to a cave wall (pillar?), because the exposure strata are nearly continuous.

Zone 2: This is the major feature of the section; it is composed of nearly all eight types of breccia described by Loucks (1999), including chaotic breccia (Figure 5A); matrix-rich, clast supported, chaotic breccia (Figure 5B); matrix-supported chaotic breccia (Figure 6A); cave sediment with chips, slabs, and blocks (Figure 6B); cave-sediment fill (Figure 7A); and matrix-rich mosaic breccia (Figure 7B). A small percentage of crackle and mosaic breccia is also present.

Zone 3: The geometry and stratigraphic position of this zone suggest that it is part of a vertical shaft passage.

Zone 4: Capping all the zones is the well-bedded *Toucasia* wackestone (Figure 8A) deposited during the following transgression of the sea.

These relationships suggest that 160 m or more of caverns or systems of caverns existed in the El Abra Limestone before the deposition of upper *Toucasia* wackestone, and that perhaps the collapse of this cavern zone occurred before the deposition of these *Toucasia* beds. This is evident from the the lack of *Toucasia* carbonate sediments in any part of the breccias or clastic carbonate deposits in the paleokarst system.

The paleokarst lower-main features in the Boxaxni section (Figure 8B) are made of peritidal sediments. There is an upper and irregular, sharp contact with the breccias. The breccia zone shows only shadows of the original clastics and fabric replaced by dolomite.

Various paleokarstic features give evidence that surface exposure was fewer than one million years (upper Albian–lower-Cenomanian, according to Schlager and Philip, 1990). This evidence includes: (1) dolomitic breccia above the peritidal sediments in the Boxaxni Section (Figure 8B); (2) 160 m of fracture-dominated, clast-dominated, and sediment-dominated breccias of the Dengandho Section (Figures 2 and 3, zones 1 and 2); and (3) stratigraphic cover of the breccia bodies with restricted-marine lagoonal to intertidal *Toucasia* wackestone beds (Figure 8A, and Figures 2 and 3, zone 4).

The above evidence indicates that during the upper Albian–lower Cenomanian, there was exposure of the carbonate platform and subsequent dissolution that resulted in karsting. This was followed by collapse and extensive brecciation, and finally by burial beneath restricted lagoonal carbonate sediments.

The similar stratigraphic thickness of the karst features (Figure 2) in El Abra Limestone throughout the Actopan Platform—Dengandho Section 160 m,

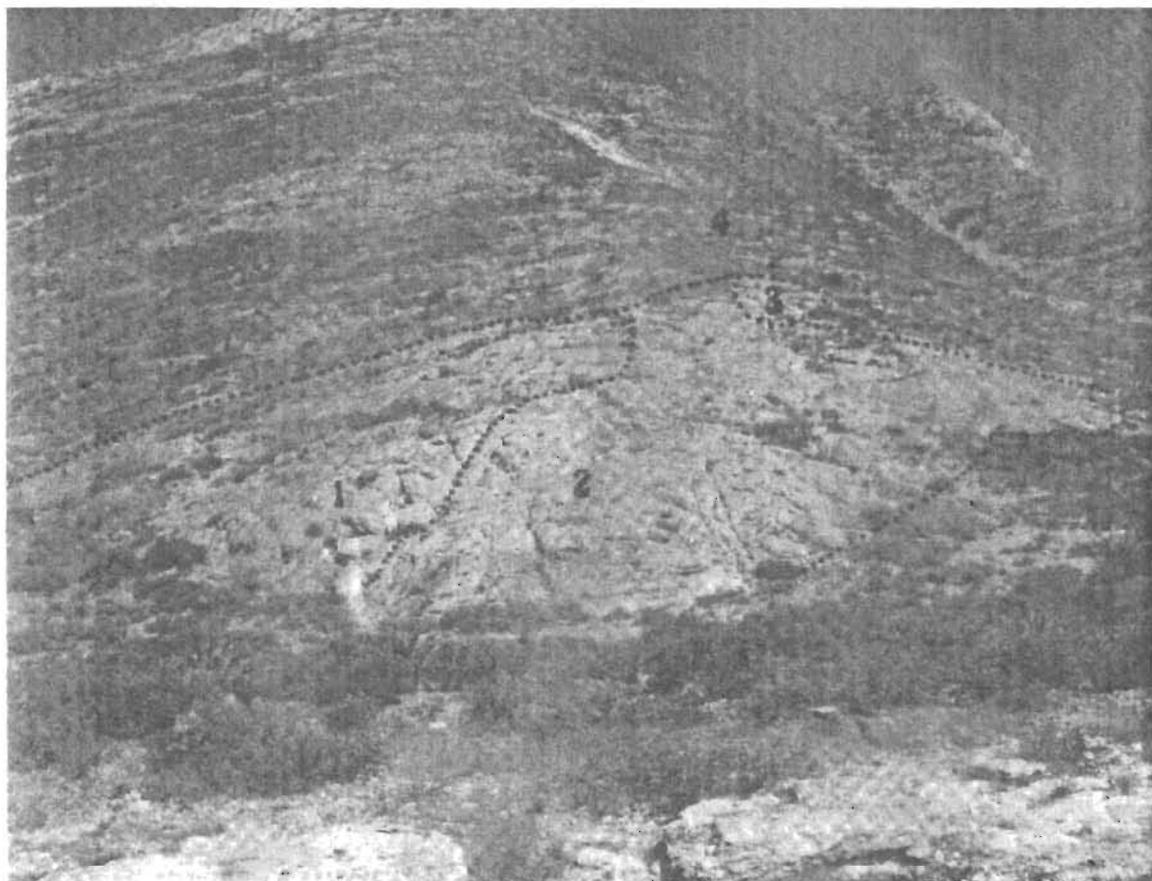


Figure 3. View of the Dengandho section shows an exposure of paleokarst features almost 60-m wide, and 160-m thick. It is composed of four zones: pillar (1), breccias (2), vertical shaft passage? (3), and paleokarst cover (4).

Boxaxni Section 143 m, and Pozuelos Section 142 m—is evidence that the karst profile extended uniformly across the platform. Further study is needed to determine whether the karst phenomena covered the entire Cretaceous Valles–San Luis Potosí Platform.

The ancient Gulf of Mexico in the Albian–Cenomanian was surrounded almost completely by large carbonate platforms and banks with stratigraphic thicknesses ranging from hundreds to thousands of meters of carbonate rocks. Global evidence shows that the Cretaceous platforms developed during a period of sea-level fluctuation (Schlager and Phillip, 1990). Schlager (1991, Figure 10) showed a mid-Cretaceous unconformity in the southeastern Gulf of Mexico on the Jordan Knoll. In the San Marcos and Cordoba Platforms there is evidence of prolonged subaerial exposure with a karsted unconformity at

the top of the Edwards Group and the Orizaba Limestone (Albian–Cenomanian).

Other Cretaceous platform carbonate rocks of the region that may have undergone subaerial erosion and karstification include the Sierra Madre Limestone in Chiapas and equivalent rocks in northern Guatemala (Blount and Moore, 1969). According to Blount and Moore, there are good exposures of depositional and non-depositional breccias in northern Guatemala.

CONCLUSIONS AND SUGGESTIONS FOR FURTHER STUDY

Subaerial exposure of the El Abra Limestone peritidal carbonate platform led to the development of karst features in an Albian–Cenomanian stratigraphic

(A)



(B)

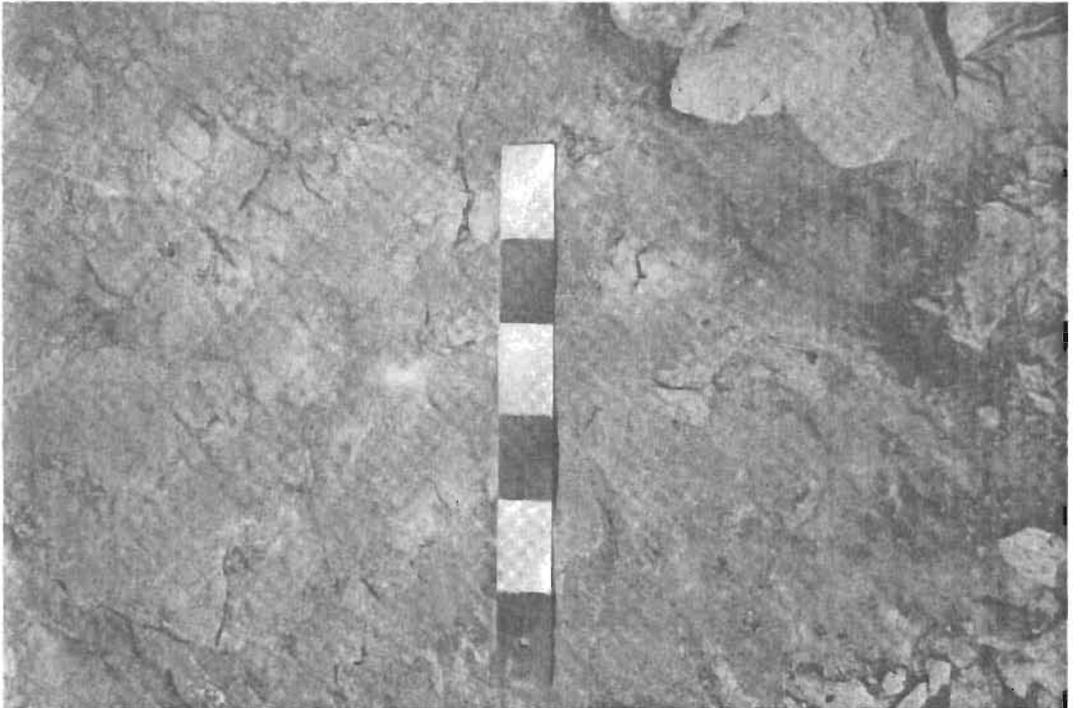


Figure 4. (A) Crackle breccia, part of a wall or a pillar. For scale, the pen is 12.5 cm long. (B) Mosaic breccia, part of a wall or a pillar. For scale, the rule is 30 cm long. Both outcrops are at the Dengandho section.

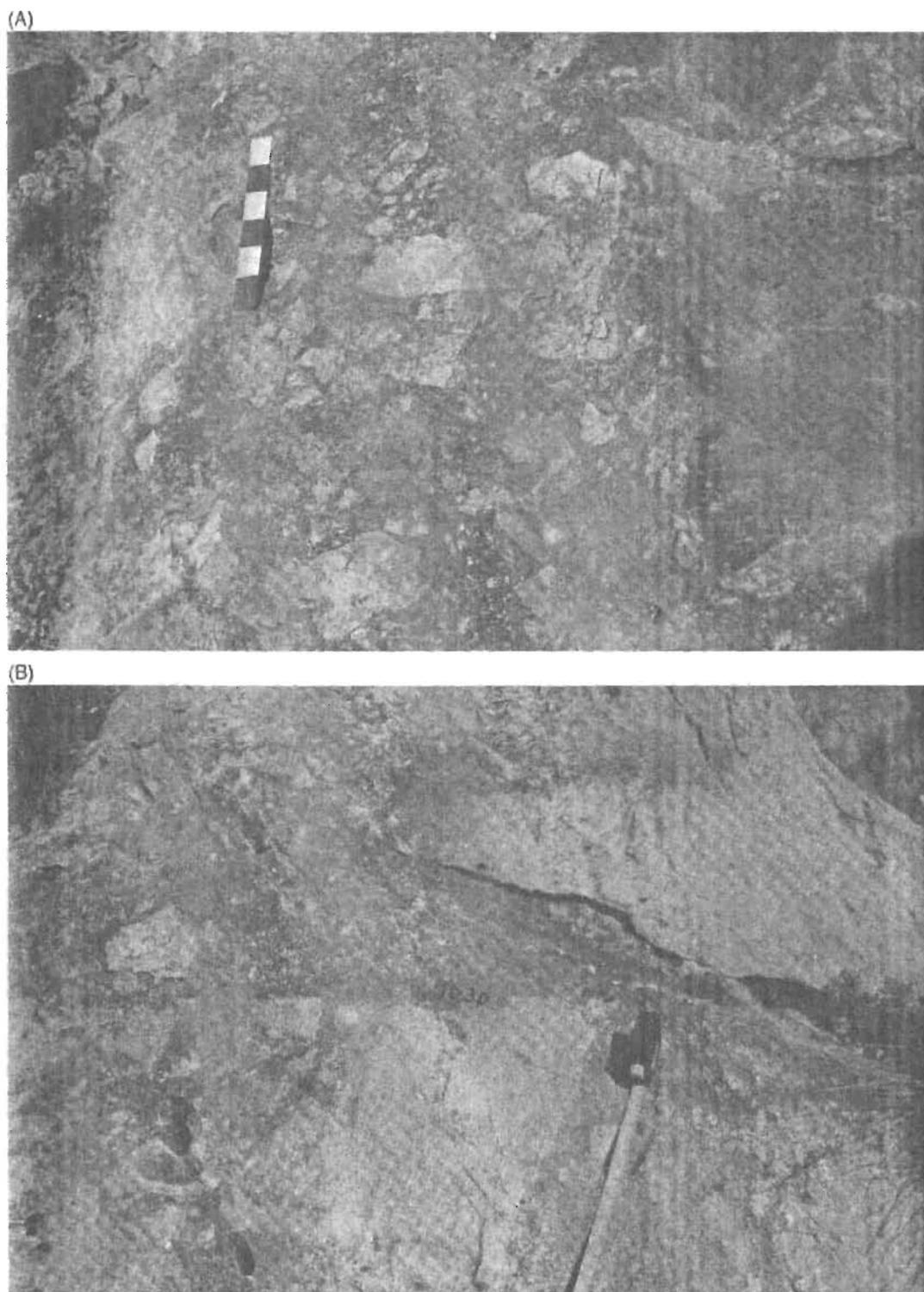
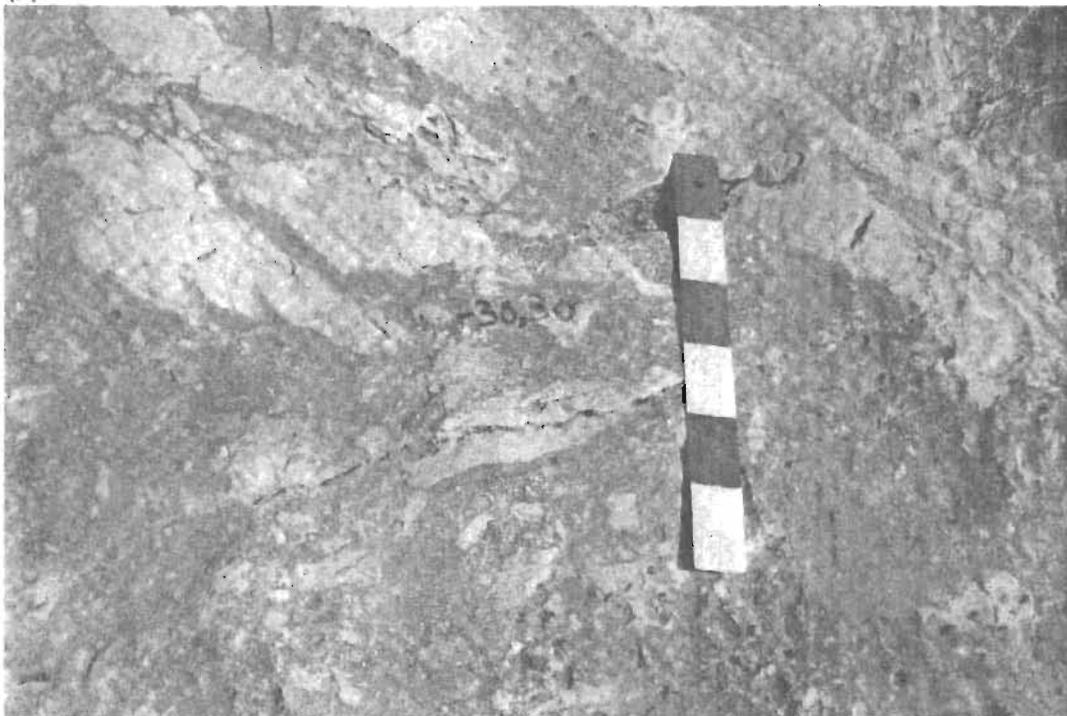


Figure 5. (A) Chaotic breccia. For scale, the rule is 30 cm long. (B) Matrix-rich, clast-supported chaotic breccia. For scale, the tape measure is 24 cm long. Both outcrops are at Dengandho section.

(A)



(B)

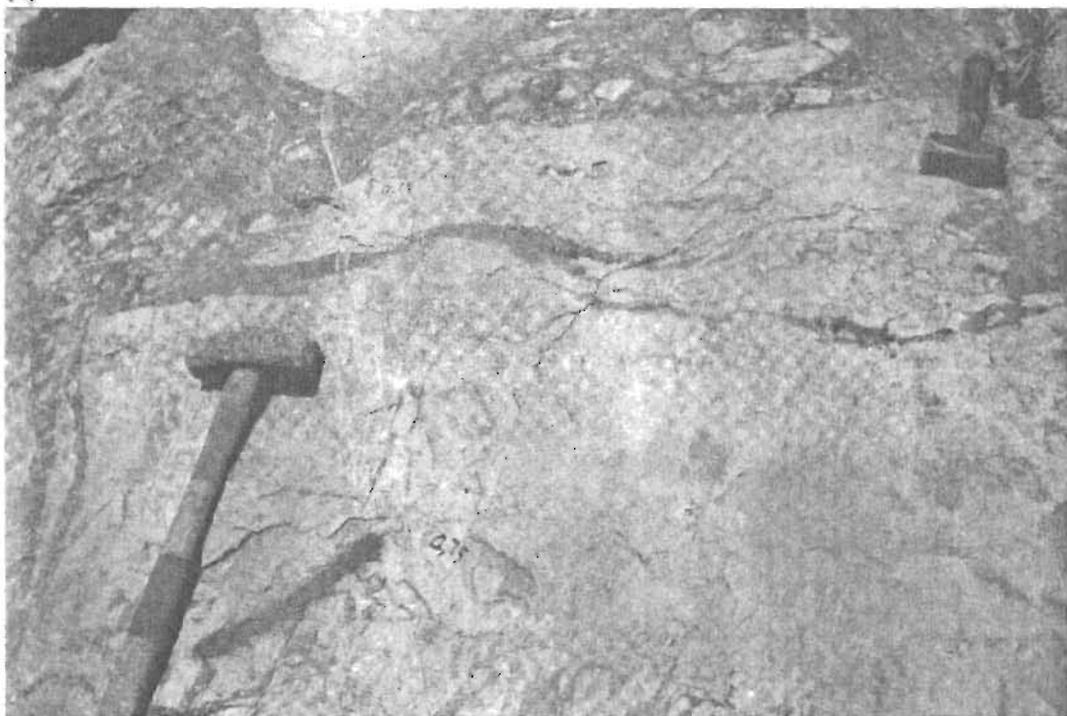


Figure 6. (A) Matrix-supported chaotic breccia. For scale, the rule is 30 cm long. (B) Cave sediment with chips, slabs, and blocks. For scale, the big hammer is 50 cm long. Both outcrops are at Dengandho section.

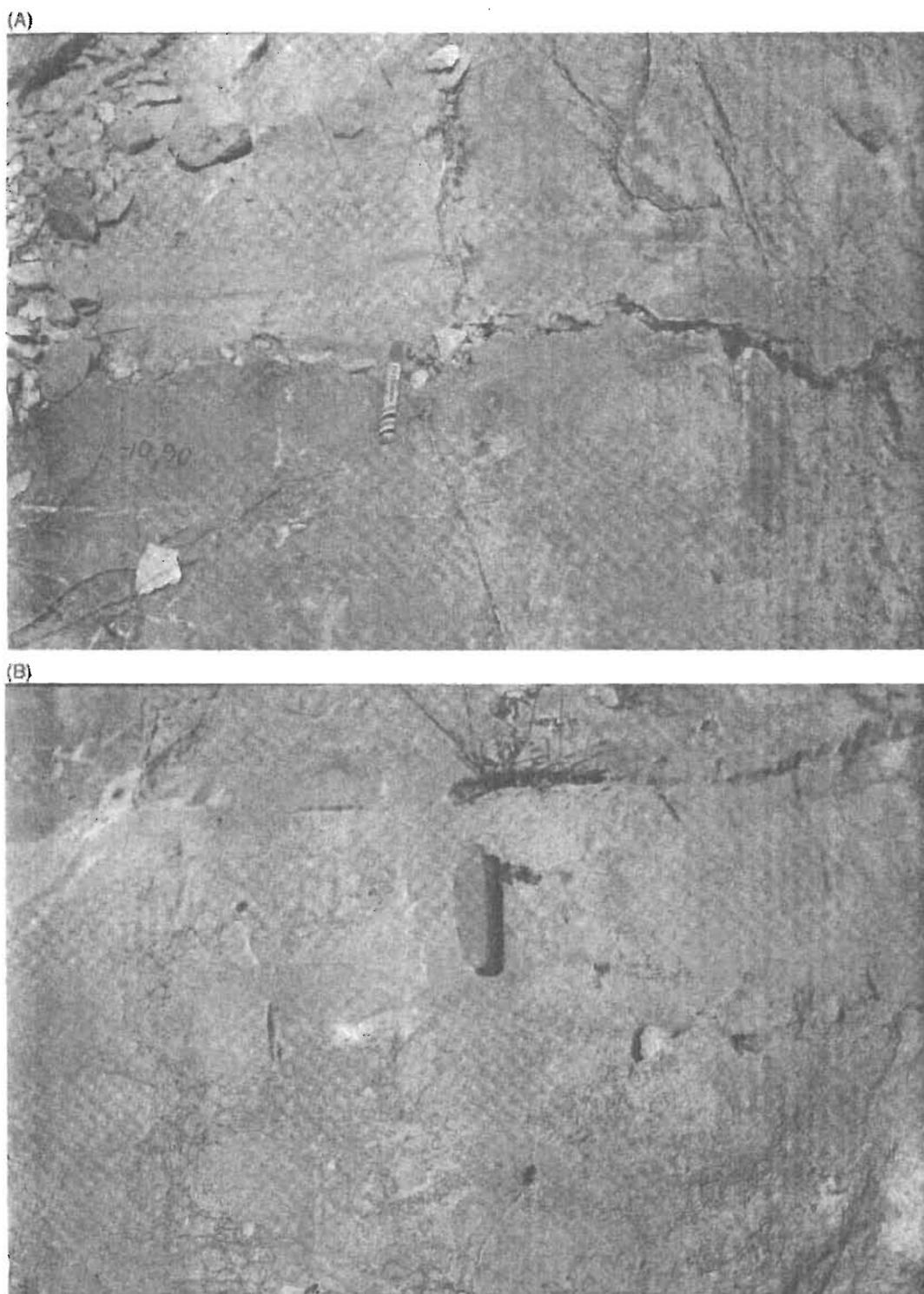


Figure 7. (A) Lower contact of a laminated cave-sediment fill. For scale, the pen is 12.5 cm long. (B) Matrix-rich mosaic breccia (left part of the photo) and mosaic breccia at the sides. For scale, the pocket knife is 8 cm long. Both outcrops are at Dengandho section.

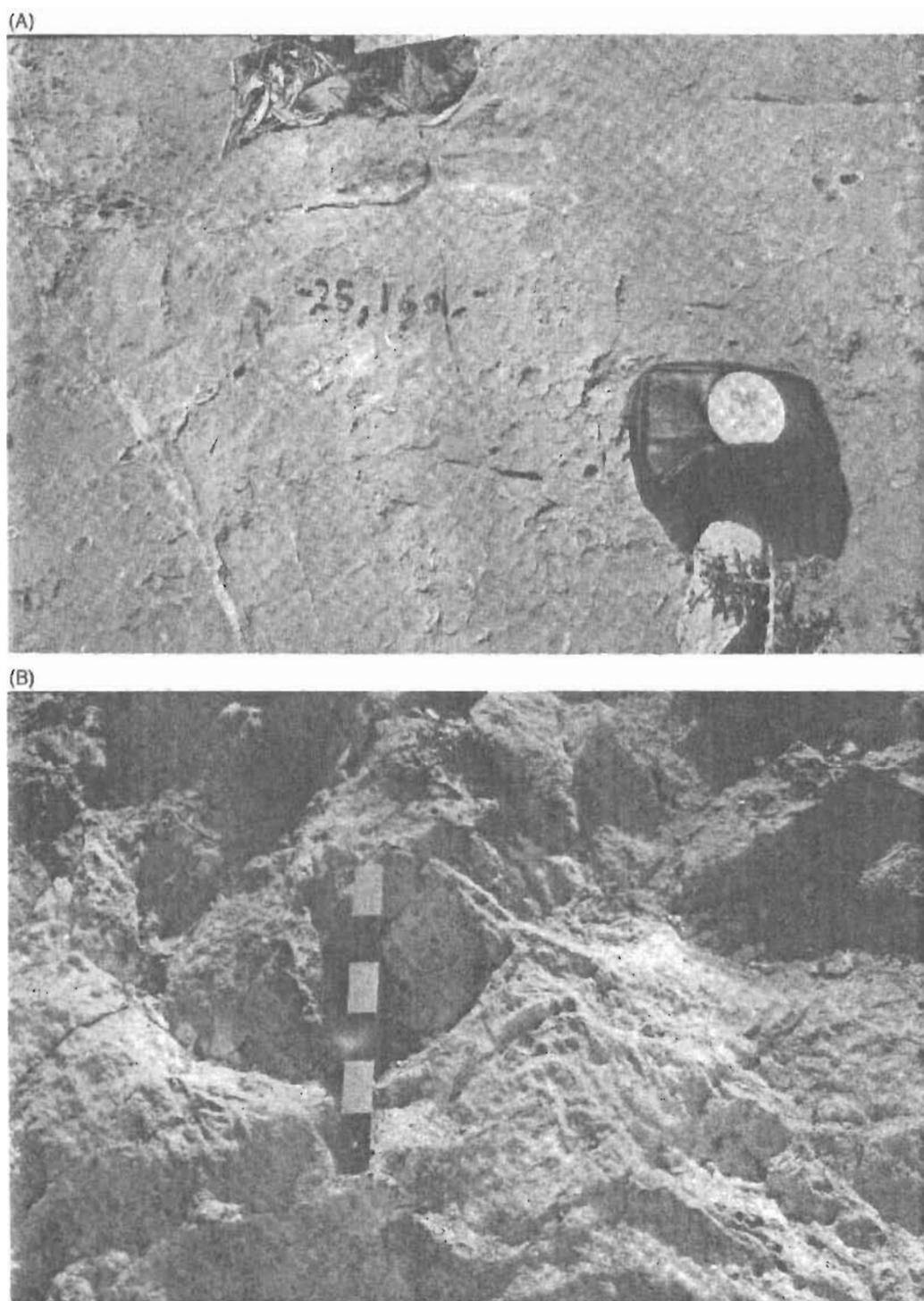


Figure 8. (A) Bedded wackestone of *Toucasia* covering the upper part of the paleokarst in the Dengandho section; the camera case is shown for scale. (B) Base of the paleokarst in Dengandho Section. The peritidal (dolomitized) sediments have a massive aspect, with irregular, large, elongated (parallel with the stratigraphy) holes as long as 1.20 m and 30 cm high; above them are shadows of the dolomitized breccias. For scale, rule is 30 cm long.

profile in the Actopan Platform. Other stratigraphic-equivalent rocks in Texas, Cordoba, and Jordan Knoll also were exposed to karst or unconformity (non deposit) phenomena during the Albian-Cenomanian.

A complete spectrum of karst dissolutional and depositional features, including fracturing, brecciation, and collapse structures and textures, extend over the Actopan Platform in rocks of upper Albian-lower Cenomanian age. These karst features were covered later by restricted-marine lagoonal to intertidal *Toucasia* wackestone beds.

Some of the carbonate platform rocks of Albian-Cenomanian age were later exposed to another period of erosion and karst formation in the Upper Cretaceous-Tertiary. These multiply karsted rocks include the Edwards Group in Central Texas, the Golden Lane Platform, Sierra del Abra (type locality), and subsurface carbonate rocks of the Chiapas-Tabasco area.

The geologic evidence shows that a large part of the hydrocarbon production in Mexico comes from karstified rocks. There is much geologic work to be done in other related prospects.

The geologic province of the Actopan Platform is surrounded by many famous mine districts, such as Pachuca, Real del Monte, Cardonal, Santuario, and Zimapan. A relationship may exist between erosion and karst formation and base metal mineralization such as that found in the Lead-Zinc Province of the United States.

Severe water-supply problems exist in the central part of Mexico. It is possible that the porous paleokarstic rocks of the El Abra Formation would be as good an aquifer as the Edwards aquifer in Texas.

ACKNOWLEDGMENTS

The author thanks J. L. Wilson, R. G. Loucks, and E. Perry for their stimulating discussions and assistance during the preparation and revision of the manuscript. My appreciation to students of the Facultad de Ingeniería and colleagues of the Instituto de Geología and Instituto Mexicano del Petróleo.

REFERENCES CITED

- Aguayo-C., J. E., 1978, Sedimentary environments and diagenesis of a Cretaceous Reef Complex, Eastern Mexico: *Anales del Centro del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México*, v. 5, p. 83-140.
- Blount, D. M., and C. H. Moore, 1969, Depositional and nondepositional breccias, Chiantla quadrangle, Guatemala: *Geological Society of America Bulletin*, v. 80, p. 429-442.
- Carrasco-V., B., 1970, La Formación El Abra (Formación el Doctor) en la Plataforma Valles-San Luis Potosí: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, v. 2, p. 97-99.
- Carrasco-V., B., 1971, Litofacies de la Formación El Abra en la Plataforma de Actopan, Hidalgo: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, v. 3, p. 5-26.
- Carrillo-B., J., 1971, La Plataforma Valles-San Luis Potosí: *Boletín Asociación Mexicana Geólogos Petroleros*, v. 23, p. 1-102.
- Coogan, A. H., D. G. Bebout, and C. Maggio, 1972, Depositional environments and geologic history of Golden Lane and Poza Rica Trend, an alternative view: *AAPG Bulletin*, v. 56, p. 1419-1447.
- Choquette, P. W., and N. P. James, 1988, Introduction, in N. P. James and P. W. Choquette, eds., *Paleokarst*: New York, Springer-Verlag, p. 1-21.
- Craig, D. H., 1988, Caves and other features of Permian karst in San Andres Dolomite, Yates Field Reservoir, West Texas, in N. P. James and P. W. Choquette, eds., *Paleokarst*: New York, Springer-Verlag, p. 342-363.
- Cruz-H., P., and J. J. Meneses-R., 1998, Exploration opportunities in México, a regional perspective: I Simposio sobre técnicas aplicadas a la exploración petrolera: *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, A. C., Delegación México*, p. 1-6.
- Eros, P., C. J. Minero, and J. E. Aguayo, 1983, Sedimentation and diagenesis of mid-Cretaceous Platform margin East-Central Mexico with accompanying field guide: *Dallas Geological Society*, 168 p.
- Esteban, M., and C. F. Klappa, 1983, Subaerial exposure environment, in P. A. Scholle, D. G. Bebout, and C. H. Moore, eds., *Carbonate sedimentary environments*: *AAPG Memoir* 33, p. 2-54.
- Esteban, M., and J. L. Wilson, 1993, Introduction to karst systems and paleokarst reservoirs, in R. D. Fritz, J. L. Wilson, and D. A. Yurewicz, eds., *Paleokarst related hydrocarbon reservoirs*: *Society for Sedimentary Geology (SEPM) Core Workshop* 18, p. 1-9.
- Frakes, L. A., and J. E. Francis, 1990, Cretaceous paleoclimates, in R. N. Ginsburg and B. Beaudin, eds., *Cretaceous resources, events and rhythms, background and plans for research*: *NATO Advanced Science Institute series*, v. 304, p. 273-287.
- Griffith, L. S., M. G. Pitcher, and G. W. Rice, 1969, Quantitative environmental analysis of a Lower Cretaceous reef complex, in G. M. Friedman, ed., *Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publication* 14, p. 120-138.
- Guzmán, E. J., 1967, Reef-type stratigraphic traps in Mexico: *Proceedings of the 7th World Petroleum Congress*, v. 2: New York, Elsevier, p. 461-470.
- Hovorka, S. D., A. R. Dutton, S. C. Ruppel, and J. S. Yeh, 1996, Edwards aquifer ground-water resources: Geologic controls on porosity development in Platform

- Carbonates, South Texas: The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations 238, 75 p.
- Hovorka, S. D., R. E. Mace, and E. W. Collins, 1998, Permeability structure of the Edwards Aquifer, South Texas—implications for aquifer management: The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations 250, 55 p.
- Kahle, C. F., 1988, Surface and subsurface paleokarst, Silurian Lockport, and Peebles dolomites, Western Ohio, *in* N. P. James and P. W. Choquette, eds., *Paleokarst*: New York, Springer-Verlag, p. 229–255.
- Kellum, L. B., 1930, Similarity of surface geology in front ranges of Sierra Madre Oriental to subsurface in Mexican South Fields: AAPG Bulletin, v. 16, p. 73–91.
- Kerans, C., 1989, Karst-controlled reservoir heterogeneity and an example from the Ellenburger Group (Lower Ordovician) of West Texas: The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations 186, 40 p.
- Kerans, C., 1990, Depositional systems and karst geology of the Ellenburger Group (Lower Ordovician), subsurface West Texas: The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations 193, 63 p.
- Kerans, C., 1993, Description and interpretation of karst-related breccia fabrics, Ellenburger Paleokarst related hydrocarbon reservoirs: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM) Core Workshop 18, p. 81–200.
- Kerans, C., and J. A. Donaldson, 1988, Proterozoic paleokarst profile, Dismal Lakes Group, N.W.T., Canada, *in* N. P. James and P. W. Choquette, eds., *Paleokarst*: New York, Springer-Verlag, p. 167–182.
- Loucks, R. G., 1999, Paleocave carbonate reservoirs: Origins, burial-depth modifications, spatial complexity and reservoir implications: AAPG Bulletin, v. 83, p. 1795–1834.
- Loucks, R. G., and C. R. Hanford, 1992, Origin and recognition of fractures breccias and sediment fills in paleocave-reservoir networks, *in* M. P. Candelaria and C. L. Reed, eds., *Paleokarst, karst-related diagenesis, and reservoir development: Examples from Ordovician-Devonian age strata of west Texas and mid-continent: Permian Basin Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM) Publication 92-33*, p. 31–44.
- Loucks, R. G., and P. K. Mescher, 1997, Interwell scale architecture, heterogeneity, and pore-network development in paleocave reservoirs: Dallas Geological Society and Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM) Field Trip 11 Guidebook, unpaginated.
- Loucks, R. G., and P. K. Mescher, 2001, Paleocave facies classification and associated pore types: AAPG Southwest Section Annual Meeting, Dallas, Texas, March 11–13, 2001, CD-ROM, 18 p.
- Lucia, F. J., 1996, Structural and fracture implications of Franklin Mountains collapse brecciation. *in* E. L. Stoud, ed., *Precambrian-Devonian geology of the Franklin Mountains, West Texas—analogs for exploration and production in Ordovician and Silurian karsted reservoirs in the Permian Basin: 1996 annual Field Trip Guidebook*, West Texas Geological Society publication 96-100, p. 117–123.
- Lucia, F. J., C. Kerans, and G. W. Vander Stoep, 1992, Characterization of a karsted, high-energy, ramp margin carbonate reservoir: Taylor-Link West San Andres Unit, Pecos County, Texas: The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations 208, 46 p.
- Martínez, M., E. Serrano, C. Bartolo, J. Toriz, M. Espinoza, and R. Vazquez, 2001, Mesozoic plays of the Cordoba Platform, Veracruz Basin: AAPG annual convention abstracts, p. A126.
- Mínero, J. C., 1988, Sedimentation and diagenesis along an island-sheltered platform margin, El Abra Formation, Cretaceous of Mexico, *in* N. P. James and P. W. Choquette eds., *Paleokarst*: New York, Springer-Verlag, p. 385–405.
- Muir, J. M., 1936, *Geology of the Tampico Region, Mexico*: AAPG, 280 p.
- Sando, W. J., 1988, Madison Limestone (Mississippian) paleokarst: A geological synthesis, *in* N. P. James and P. W. Choquette, eds., *Paleokarst*: New York, Springer-Verlag, p. 256–277.
- Santiago-A., J., J. Carrillo-B., and B. Martell-A., 1984, *Geología Petrolera de México: Evaluación de formaciones en México: Schlumberger and Petroleos Mexicanos, Part I*, p. 1–36.
- Schlager, W., 1991, Depositional bias and environmental change—important factors in sequence stratigraphy: *Sedimentary Geology*, v. 70, p. 109–130.
- Schlager, W., 1992, Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms: AAPG Continuing Education Course Note Series 34, 71 p.
- Schlager, W., and J. Philip, 1990, Cretaceous carbonate platforms, *in* R. N. Ginsburg and B. Beaudin, eds., *Cretaceous resources, events and rhythms, background and plans for research: NATO Advanced Science Institute series*, v. 304, p. 173–195.
- Soudet, H. J., P. Sorriaux, and J. P. Rolando, 1994, Relationship between fractures and karstification. The oil bearing paleokarst of Rospo Mare (Italy): *Bulletin Centres Recherches Exploration-Production elf aquitaine*, v. 18, p. 257–314.
- Varela-S., M. R., C. Williams, and G. L. Aguilera, 1997, Oil and gas exploration and production in fold and thrust belts, *in* R. S. Bishop, B. Martell-A., and R. Sanchez-M., co-conveners, *Second Joint AAPG/Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Hedberg Research Symposium*, Veracruz, Mexico, 6 p., unpaginated.
- Vera, J. A., P. A. Ruiz-O., M. Garcia-H., and J. M. Molina, 1988, Paleokarsts and related pelagic sediments in the Jurassic of the Subbetic Zone, Southern Spain, *in* N. P. James and P. W. Choquette, eds., *Paleokarst*: New York, Springer-Verlag, p. 364–384.

- Viniegua-O., F., and C. Castillo-T., 1970, Golden Lane, Veracruz, Mexico, *in* M. T. Halbouty, ed., *Geology of giant petroleum fields: AAPG Memoir 14*, p. 309-325.
- Wilson, J. L., 1975, *Carbonate facies in geologic history*: New York, Springer-Verlag, 471 p.
- Wilson, J. L., 1993, The Lower Ordovician great American Bank of the southwestern United States, *in* D. R. Keller and C. L. Reed, eds., *Paleokarst, karst-related diagenesis, reservoir development, and exploration concepts: Examples from the paleozoic section of the southern Mid-Continent: Permian Basin Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM) Field Trip Guidebook 93-3*, p. 35-43.
- Wilson, J. L., P. L. Medlock, R. D. Fritz, K. L. Carter, and R. G. Geesman, 1992, A review of Cambro-Ordovician Breccias in North America *in* M. P. Candelaria and C. L. Reed, eds., *Paleokarst, karst-related diagenesis, and reservoir development: Examples from Ordovician-Devonian age strata of west Texas and mid-continent: Permian Basin Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM) Publication 92-33*, p. 19-29.
- Wright, V. P., 1982, The recognition and interpretation of paleokarsts: Two examples from the Lower Carboniferous of South Wales: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 52, p. 83-94.

ANEXO V. CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DEL ACUÍFERO

Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 21, núm. 3, 2004, p. 382-396

Geoquímica de las rocas asociadas al paleokarst cretácico en la plataforma de Actopan: evolución paleohidrológica

**Baldomero E. Carrasco-Velázquez^{1*}, Pedro Morales-Puente²,
Edith Cienfuegos² y Rufino Lozano-Santacruz³**

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra

² Laboratorio de Espectrometría de Masas de Isótopos Estables

³ Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X

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

* bcar@prodigy.net.mx

RESUMEN

El paleokarst expuesto en las rocas cretácicas de la Plataforma de Actopan (Estado de Hidalgo) permite investigar, mediante la petrología y la geoquímica, la posición de las zonas vadosa y freática que propiciaron la formación del antiguo karst durante la exposición subaérea de estas rocas en el Albiano.

Los afloramientos de roca y sus características petrológicas permitieron la identificación de los distintos tipos de brechas formados en el paleokarst, pero en su parte lateral (equivalente estratigráfico no paleokarstificado) y en la cubierta (transgresiva), no hay evidencia física (discordancia) o petrológica (conglomerado, o brecha) que permita fijar el límite entre el paleokarst y su cubierta.

La geoquímica, mediante los estudios de los isótopos estables de oxígeno $\delta^{18}O_{VPM}$ y de carbono $\delta^{13}C_{VPM}$ y el empleo de los elementos traza y mayores Sr, Mg, Mn, y Fe del agua fósil, conjuntamente con los caracteres petrológicos de las brechas, coincidieron en la identificación de las paleozonas vadosa y freática, así como del nivel freático con bastante exactitud. En la problemática de la distinción de las rocas del paleokarst y su cubierta, sólo fue posible diferenciarlas por medio de las firmas geoquímicas.

Las rocas calcáreas paleokarsticas son importantes en estudios económicos mineros, petroleros, geohidrológicos y de obras de ingeniería civil, principalmente presas.

Palabras clave: Geoquímica, paleokarst, paleohidrología, isótopos estables, elementos traza, Actopan, México.

ABSTRACT

Fronts of the Sierra Madre Oriental expose Cretaceous rocks in the Actopan Platform allowing the study of the paleokarst developed by the exposure of the rocks in the Albian. The development and position of the paleovadose and paleophreatic zones are studied by geochemistry and petrology.

The petrologic evidence in the outcrops show dissolutional, depositional, fracturing, brecciation and collapse features extending over the platform. The transgressive cover of the paleokarst does not show any physical (unconformity) or petrologic (conglomerate or breccia) evidence to delineate the contact with the paleokarst.

The isotopic composition ($\delta^{18}O_{VPM}$ and $\delta^{13}C_{VPM}$) and cation chemistry of the paleometeoric water together with the petrologic evidence of the paleokarstic breccias all support the identification of the paleovadose and paleophreatic zones and the limits to those zones. Delineation of paleokarst and of the

overlying sedimentary cover can be based entirely on their distinctive geochemical signatures.

Cretaceous paleokarstic rocks are important for the prospecting of aquifer, petroleum and mineral resources, as well as in civil engineering projects, like dams.

Key words: Geochemistry, paleokarst, paleohidrología, stable isotopes, trace elements, Actopan, México.

INTRODUCCIÓN

El estudio de karst y paleokarst en México ha tenido un desarrollo muy incipiente; alguna información incompleta relacionada con el tema está en informes técnicos de carácter interno en entidades gubernamentales, o para-estatales, pero no hay publicaciones sobre la aplicación de estudios geoquímicos para describir la evolución de paleoacuíferos.

El estudio de los paleokarst desde un punto de vista de interés económico está relacionado con la exploración de acuíferos, de los yacimientos tanto de hidrocarburos como de minerales y la construcción de obras de ingeniería civil. En el aspecto geohidrológico, algunos o muchos de los acuíferos relacionados con rocas carbonatadas, sobre todo en el Norte de México, son producto del desarrollo de porosidad en rocas paleokársticas (y/o ¿kársticas?).

En la industria petrolera nacional, en la década de 1970, se iniciaron los primeros estudios de paleokarst por parte del Instituto Mexicano del Petróleo y de Petróleos Mexicanos. En Chiapas y Tabasco hay campos petroleros emplazados en rocas paleokársticas del Cretácico. Respecto a la exploración minera, el Consejo de Recursos Minerales en 1980 realizó el único estudio minero en México sobre paleokarst en los Estados de Hidalgo, Chihuahua y Coahuila (Colorado-Liévano y Cruz, 1980).

La Comisión Federal de Electricidad ha conformado un grupo de especialistas en el estudio de karst modernos, que efectúa estudios geológicos para su aplicación a la construcción de obras de ingeniería civil, principalmente de presas. Algunos de esos proyectos se ubican en karst recientes que pueden ser la continuidad de un paleokarst.

Este trabajo tiene como objetivo explicar la evolución de la paleohidrología del paleokarst cretácico de la Plataforma de Actopan, a partir de los estudios petrológicos de campo, de isótopos estables de carbono y oxígeno, elementos traza, incluyendo Sr, y elementos mayores como Mg, Mn y Fe, con el objeto de conocer la posición estratigráfica de las zonas paleovadasa y paleofreática en un karst del Cretácico durante la evolución de su paleoacuífero y las rocas que lo cubrieron.

GEOLOGÍA GENERAL Y ESTRATIGRAFÍA

La Plataforma de Actopan se localiza en el extremo Sureste de la gran Plataforma de Valles-San Luis Potosí (Carrillo-Bravo, 1969, modificada por Carrasco, 1970),

como se muestra en la Figura 1. La Plataforma Valles-San Luis Potosí tiene una longitud de Noroeste a Sureste de aproximadamente 450 km y una anchura máxima de casi 200 km. Carrillo-Bravo (1971) menciona que tiene una superficie de más de 48,000 km², describiéndola como un elemento paleogeográfico del Mesozoico, formado durante la Orogenia Permo-Triásica e integrado por un gran segmento de rocas precámbricas, paleozoicas y triásicas, plegadas y falladas. Él considera que sobre la plataforma, la transgresión marina se inició en el Kimeridgiano y la influencia de dicha unidad paleogeográfica persistió durante el Jurásico Superior, y todo el Cretácico. Carrillo-Bravo (1971) cita, como evidencias para postular la Plataforma Valles-San Luis Potosí, la presencia de secciones delgadas de sedimentos clásticos y evaporíticos (?) del Jurásico Superior que cubren discordantemente a rocas antiguas, la ocurrencia de otra sección evaporítica de plataforma de edad Cretácico Inferior, y el desarrollo de un complejo calcáreo de tipo arrecifal y postarrecifal durante el Cretácico medio y Superior que son parte de la plataforma.

Carrasco (1970), conjuntamente con geólogos de Petróleos Mexicanos, midió en la Plataforma Valles-San Luis Potosí muchas de las secciones estratigráficas expuestas de rocas carbonatadas de plataforma y de margen, encontrando que la sedimentación en esta gran plataforma no era uniforme en sus litofacies, por lo que se propuso que la porción de la plataforma situada al sur de Zimapan y hasta los alrededores de Actopan, Hgo., fuera denominada Plataforma de Actopan. Algunos especialistas notables en el estudio de rocas carbonatadas como Wilson (1975, p. 324) llaman a estas rocas "*rudist buildups of Actopan Bank*".

INVESTIGACIONES SOBRE PALEOKARST EN MÉXICO

En la historia de la exploración petrolera ha sido famoso el hecho de que durante la perforación del Pozo Cerro Azul no. 4 en 1916 (Viniestra-O. y Castillo-Tejero, 1970), la cual tenía el objetivo de alcanzar la Formación El Abra, se registró un "reventón" y el descontrol del pozo, lo cual propició que "volaran por el aire junto con los hidrocarburos, fragmentos de estalactitas". Desde aquel entonces varios geólogos han mencionado o descrito caracteres que parecen evidenciar la presencia de paleokarsticidad: los nombres empleados han sido variados, así como su interpretación. Entre algunos de ellos podemos



Figura 1. La Plataforma de Valles-San Luis Potosí. Carrillo-Bravo (1969), modificada por Carrasco (1970).

mencionar: cavernas en caliza (Viniégra-O. y Castillo-Tejero, 1970); litofacies de erosión kárstica (Carrasco, 1971); exposición subaérea (desarrollo de paleokarsts) (Coogan *et al.*, 1972); colapso kárstico, formación de cavernas (Wilson, 1975); episodios de exposición, superficie kárstica (Aguayo-C., 1978); topografía kárstica, cavernas kársticas (Enos *et al.*, 1983); formación kárstica, superficies de exposición subaérea, microkarst, evento kárstico (Minero, 1988).

Realmente, de los investigadores arriba citados, ninguno ha mostrado las evidencias estratigráficas características de los paleokarsts, como son la continuidad en la disolución, el colapso y la formación de texturas y estructuras petrológicas que realmente comprueben la evidencia de un episodio kárstico notable en las rocas del Cretácico en México; la mayoría de ellos ha mostrado pruebas de microkarst o superficies de exposición subaérea en planicies de supramarea.

EL PALEOKARST DE DENGANDHO EN ACTOPAN

En los últimos 20 años, los estudios para la identificación de paleokarsts o discordancias subaéreas han involucrado el desarrollo de diferentes técnicas que han evolucionado o se han perfeccionado. Wright (1982) fue

uno de los primeros investigadores que sentó las bases para el reconocimiento e interpretación de los paleokarsts. Posteriormente, una corriente muy fuerte de investigadores en Estados Unidos, Canadá y Francia se ha inclinado por los estudios de las fracturas y las brechas en los paleokarsts, porque estos son caracteres comunes y fáciles de identificar en afloramientos o en las muestras de núcleo. Entre dichos investigadores se encuentran: Kerans (1989, 1990, 1993), Lucia (1996) y Loucks (1999, 2001), todos ellos investigadores del Bureau of Economic Geology of The University of Texas at Austin e incluyendo a J.L. Wilson, que es profesor emérito de la Universidad de Rice y de la American Association of Petroleum Geologists.

El prólogo de la Memoria 63 de la American Association of Petroleum Geologists "Unconformities and Porosity in Carbonate Strata", contiene un resumen de sus 14 capítulos (Budd *et al.*, 1995, p. vii-x), sobre las técnicas modernas para la identificación de discordancias subaéreas (paleokarsts), y citan las siguientes como las más importantes: 1) Identificación de caracteres petrológicos observables en los afloramientos y/o núcleos de pozos (brechas y fracturas); 2) geoquímica de isótopos estables y elementos traza y mayores; 3) estratigrafía secuencial; 4) estratigrafía sísmica.

Para el estudio de la sección Dengandho (brechas y fracturas), se utilizaron los caracteres petrológicos observables en los afloramientos ya que éstos son accesibles

económica y técnicamente para muchas investigaciones.

En el empleo de los isótopos estables de oxígeno y carbono ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VPM}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPM}}$) para el estudio de las rocas carbonatadas hay grandes avances. Se puede decir que después de los estudios pioneros de Anderson y Arthur (1983), se ha logrado un gran adelanto en la aplicación de estas tecnologías para explicar la evolución de los paleokarsts.

La estratigrafía secuencial es una tecnología moderna aplicable y útil cuando se conocen la distribución estratigráfica regional de una unidad de rocas, su geometría, su relación sedimentológica y la distribución paleogeográfica, y la posición con las unidades estratigráficas subyacentes y suprayacentes. Esto se demostró en el caso del estudio del paleokarst del Ordovícico Inferior en las Montañas Franklin, en el Paso Texas, donde Goldhammer *et al.* (1992) realizó un magnífico estudio de las secuencias de tercer orden. En la Plataforma de Actopan (Figura 2) no se tiene suficiente información estratigráfica para aplicar la estratigrafía secuencial.

La estratigrafía sísmica también es una herramienta moderna, que emplea en su procesamiento e interpretación datos sísmicos tridimensionales para conocer en detalle la estratigrafía, sin embargo, por su alto costo es empleada de manera mayoritaria por la industria petrolera.

A fin de conocer la evolución paleohidroológica del paleokarst en la Plataforma de Actopan, se utilizaron como técnicas de interpretación a los isótopos estables de oxígeno y carbono, así como a los elementos traza y mayores

contenidos en las rocas carbonatadas, siguiendo los estudios realizados por Meyers y Lohmann (1985), Lohmann (1988), Gorzawski y Cedillo (1988), Wagner *et al.* (1995), Dickson y Saller (1995), Saller *et al.* (1999) y Moore (2001).

FRACTURAS Y BRECHAS RELACIONADAS CON PALEOKARSTS

Choquette y James (1988) describieron al paleokarst como una característica dramática de la superficie terrestre, con características únicas y complejas. En el registro geológico, los caracteres generales de un karst y los procesos que lo originaron son principalmente identificados por los espeleotemas, los cuales según Wilson (1993, p. 41) y Loucks (1999, 2001), raramente se preservan; otro carácter son los sedimentos de relleno de la paleocueva, y las brechas del colapso de un antiguo karst.

Según Wilson *et al.* (1992), uno de los caracteres generalmente asociado con un paleokarst son las brechas, las cuales se pueden emplear como un criterio de reconocimiento de eventos paleokársticos tanto en los afloramientos como en núcleos del subsuelo. Este autor también considera que los estudios geoquímicos, por sí mismos, proporcionan la información necesaria para reconocer su origen y evolución.

Los criterios modernos en el estudio de las fábricas de las brechas y la petrología han sido descritos por Kerans (1989, 1990, 1993), Loucks y Hanford (1992), Lucia (1996),

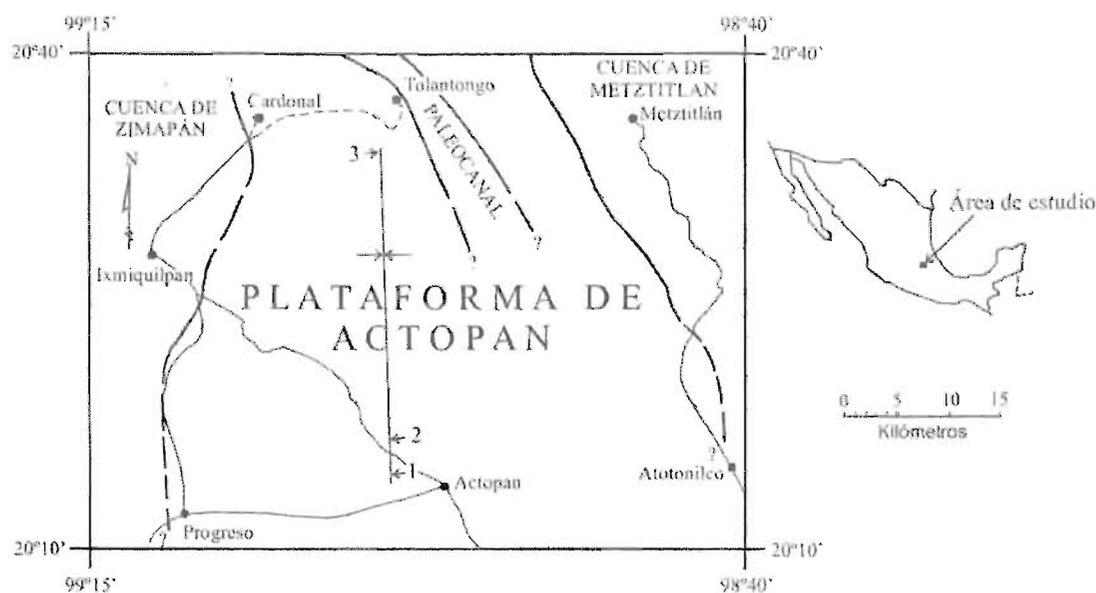


Figura 2. Paleogeografía del Albiano-Cenomaniano en la Plataforma de Actopan. En los flancos de la estructura sinclinal norte-sur, se localizan las secciones Dengashlo (1), Boxaxni (2) y Pozuelos (3).

Loucks y Mescher (1997, 2001) y Loucks (1999). Estos criterios tienen significados e interpretación muy similares, además Loucks (1999) emplea el nombre de paleocuevas (*paleocaves*) con el mismo significado que el de paleokarst. Para describir las brechas en la Plataforma de Actopan (sección de Dengandho), se seguirán los conceptos de Loucks (1999, p. 1807–1811) y Loucks y Mescher (2001).

Para entender las características de un sistema paleokárstico es necesario primero comprender como se forma este sistema. Con este propósito Loucks (1999) propuso la descripción de los caracteres de los sistemas kársticos modernos y antiguos, basado en un sistema ternario de clasificación de brechas y depósitos clásticos de los sistemas modernos, así como en la columna geológica. La clasificación propuesta exhibe las relaciones entre *crackle breccia*, *chaotic breccia* y *cave sediment fill*.

Para el propósito de este trabajo se emplearán las siguientes traducciones de las definiciones propuestas por Loucks (1999):

Crackle breccia: Brecha de agrietamiento

Mosaic breccia: Brecha en mosaico

Chaotic breccia: Brecha caótica

Matrix-rich, clast supported, chaotic breccia: Brecha caótica, con clastos suspendidos entre sí, en una matriz abundante

Matrix-supported, chaotic breccia: Brecha caótica, con clastos suspendidos en la matriz

Cave sediment with chips, slabs and blocks: Sedimentos de caverna con astillas, lájas y bloques

Cave sediment fill (any mixture or grading of sediment types can occur): Sedimentos de relleno de caverna (puede ocurrir cualquier mezcla, o gradación de sedimentos)

Matrix-rich, mosaic breccia: Brecha en mosaico con matriz abundante.

Descripciones

Las brechas de agrietamiento son rocas fuertemente fracturadas, con fracturas finas que separan a los clastos de la brecha, los clastos individualmente se corresponden uno con otro, y pueden unirse entre sí por su contorno.

Las brechas de mosaico son similares a las brechas de agrietamiento, pero el desplazamiento entre los clastos es más grande y en algunos clastos hay una rotación evidente.

Las brechas caóticas se caracterizan por una rotación muy extensa y un desplazamiento de los clastos; los clastos pueden ser derivados de los diferentes tipos de la roca huésped en la cueva, y producen brechas litoclasticas o polimicticas. Las brechas caóticas varían desde libres de matriz, a brechas con clastos soportados entre sí y con matriz, o brechas con clastos soportados en la matriz.

Los sedimentos de caverna con astillas, lájas y bloques, así como los de relleno de caverna, son el producto de la disolución y excavación en la zona vadosa, o en la

freática, que forman pasajes, que se extienden continuamente con el flujo continuo del agua subterránea, estando a veces los sedimentos de caverna depositados por niveles.

La excavación por disolución en la zona freática o vadosa es el proceso inicial cerca de la superficie que causa el desarrollo de pasajes. La excavación de pasajes se inicia donde la recarga superficial es concentrada en las aberturas preexistentes, como son los planos de estratificación, o las fracturas. Las fracturas se extienden continuamente a lo largo y ancho de la recarga subterránea de agua como es el caso de los *sinkholes* (huecos de disolución profundos y comunicados entre sí con pasajes subterráneos), o en las zonas de descarga como son los manantiales.

Los techos y las paredes de una cueva están sujetas a esfuerzos por el peso de las rocas sobreyacentes. Debido a la configuración de la cavidad se forma un domo de tensión, o una zona de máximo esfuerzo cortante. El colapso del techo o de las paredes rocosas generalmente comienza en la zona vadosa; en cambio en zona la freática, el agua le puede dar al techo un soporte equivalente a un 40 % más por efecto de flotabilidad (White y White, 1969).

Al remover el soporte en la zona vadosa se puede debilitar el techo y dar como resultado su colapso; la mayoría de los productos del colapso del techo o de las paredes dan como resultado brechas caóticas en el piso del pasaje de la cueva. Adicionalmente, los esfuerzos que se ejercen alrededor de los pasajes de la cueva producen brechas de agrietamiento en el techo o en las paredes de las cuevas donde se alojan contiguamente los productos de los derrumbes.

Cerca de la superficie de excavación, formada por la disolución y la sedimentación de la cueva, hay derrumbes de los estratos que soportan la cueva, y que son sepultados en el subsuelo. Después se inicia una compactación mecánica que da como resultado el colapso de los pasajes remanentes y la reestructuración de las brechas existentes.

Loucks (1999) hizo notar que los sistemas de karst (paleocuevas), que forman grandes yacimientos petroleros, no son el producto de pasajes provenientes de cuevas aisladas con algunos metros de sección con decenas o centenas de metros de longitud, sino que son el producto de la unión de sistemas colapsados de cuevas de varios cientos a miles de metros de sección y con miles de metros de longitud, con posibilidad de alcanzar espesores estratigráficos mayores a los 100 metros. La complejidad espacial interna es grande, como resultado del colapso y unión de los numerosos pasajes y estratos de las paredes de la cueva y sus techos.

En la Plataforma de Actopan se ha logrado identificar tres secciones estratigráficas donde se encuentran expuestos los paleokarsts Dengandho, Boxaxni y Pozuelos, los cuales se muestran en la Figura 2.

La sección de Dengandho es la que está mejor expuesta (Figura 3), pero la base del paleokarst no está descubierta; en la sección de Boxaxni, la base está bien expuesta, pero dolomitizada.

Las secciones Boxaxni y Pozuelos tienen problemas para su muestreo, porque la primera está expuesta en el camino a un santuario religioso, y los habitantes de Boxaxni no permiten la 'mutilación de las rocas' que tienen imágenes pintadas, la segunda se encuentra expuesta parcialmente en la superficie de un camino de terracería; adicionalmente las rocas de ambas secciones están completamente dolomitizadas. La sección Dengandho está compuesta de cuatro zonas:

Zona A. Está formada principalmente por brechas de agrietamiento y brechas en mosaico. Estas rocas pueden corresponder a la pared de una paleocueva (¿un pilar?) porque la exposición de los estratos es casi continua (Figuras 3 y 4A, B).

Zona B. Esta zona es la más característica en la sección (Figura 3) y representa el relleno de la paleocueva. Está compuesta de los siguientes tipos de brechas: brecha caótica con clastos suspendidos entre sí en una matriz abundante, brecha caótica con clastos suspendidos en la matriz, sedimentos de caverna con astillas, lascas y bloques, sedimentos de relleno de caverna (donde puede ocurrir cualquier mezcla, o gradación de sedimentos) y brecha en mosaico con matriz abundante (Figuras 3, 5, 6 y 7).

Zona C. La geometría y posición estratigráfica sugieren que esta zona es parte del pasaje vertical de una chimenea (Figura 3).

Zona D. Las rocas no karstificadas equivalentes estratigráficamente a las afectadas por la paleokarsticidad

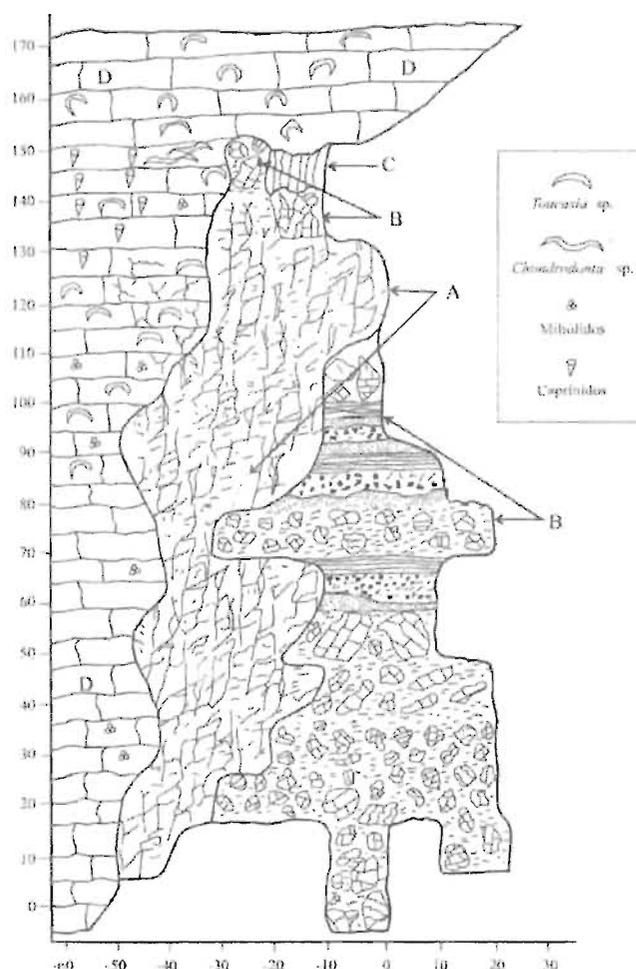


Figura 3. Sección Dengandho ilustrando las cuatro zonas del paleokarst. A: pilar; B: brechas y relleno del paleokarst; C: pasaje vertical de una chimenea del paleokarst. En el afloramiento, estas tres zonas tienen aspecto masivo, el color de las rocas sin la cubierta del intemperismo (caliche joven) es gris claro a gris oscuro. D: zona de rocas no karstificadas, que son equivalentes estratigráficos de las paleokarstificadas y de la cubierta del paleokarst.

(Figura 3), en sus primeros 85 m (parte más antigua de la columna) tienen como componentes aloquímicos principales a los pelets y algunos miliólidos. Después de los 85 a 125 m aparecen algunas *Toucasia* sp. De 125 a 145 metros hay una asociación entre *Toucasia* sp. y Caprinidos, estos últimos no son muy abundantes y se podrían describir como un *wackestone* de Caprinidos con algunas *Toucasias*. Hacia la parte superior, entre los 145 y 150 metros aparecen unas conchas muy grandes de *Chondrodonta* sp. (30 cm de longitud), las cuales coexisten con algunos Caprinidos; la edad de estos Caprinidos es del Albiano (Dra. G. Alencáster, comunicación personal).

Es importante hacer notar que en esta parte de la columna (-40, 150) ocurren las últimas apariciones de Caprinidos, así como las de *Chondrodonta* sp. (Figura 8), y que estas rocas son equivalentes lateralmente (en el mismo nivel estratigráfico) a las brechas y la chimenea de la parte superior del paleokarst. Las capas de Caprinidos y *Chondrodonta* sp., junto con las brechas del paleokarst y su chimenea, son cubiertas por las capas de *wackestone* de *Toucasia* sp.. De este nivel estratigráfico (-20, 160) hacia la parte superior de la columna (más o menos 300 metros) sólo se presentan las capas de *wackestone* de *Toucasia* sp..

La interpretación de la columna estratigráfica de 150

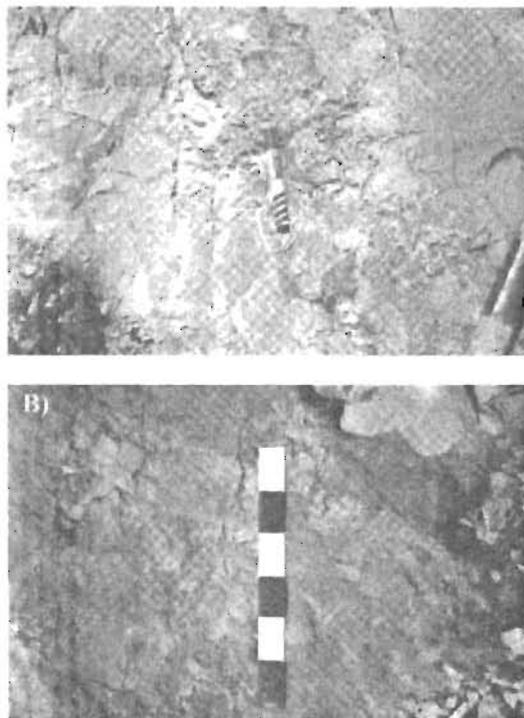


Figura 4. A: Brecha de agrietamiento (Phuñón 12.5 cm); B: brecha en mosaico (regla 30 cm).

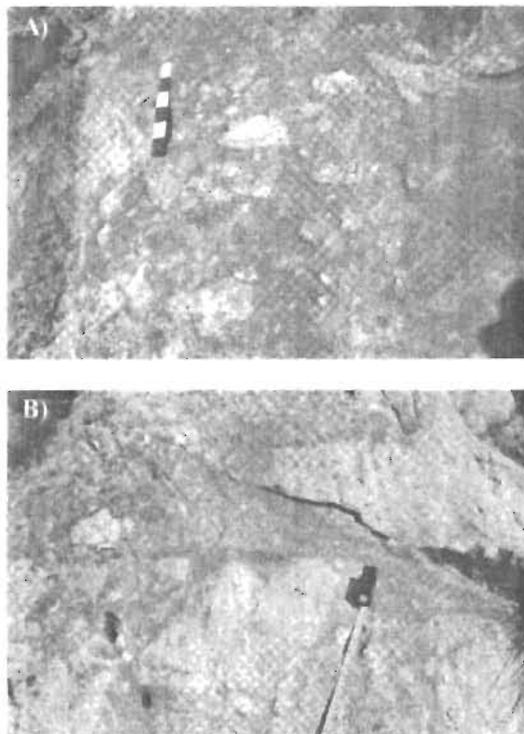


Figura 5. A: Brecha caótica, con clastos suspendidos entre sí en una matriz abundante (regla 30 cm); B: brecha caótica con clastos suspendidos en la matriz (metro flexible 30 cm).

metros de rocas no karstificadas (Figura 3), nos sugiere que hubo una evolución en las condiciones de sedimentación de las rocas del Albiano, y de la paleoecología de los fósiles, variables en la siguiente forma de la base a la cima. La presencia de miliólidos y *Toucasia* sp. de 0 a 125 m indica que fueron desarrolladas condiciones lagunares o de intermarea, con poca circulación y profundidad, y con salinidad mayor (Coogan et al., 1972; Griffith et al., 1969; Wilson, 1975; Wilson y Jordan, 1983). La asociación de *wackestone* de Caprinidos con algunas *Toucasias* de los 125 a los 145 metros nos indica que las condiciones en este intervalo estratigráfico fueron algo diferentes de las anteriores, había mayor circulación, menor profundidad y una salinidad menor (Wilson, 1975; Wilson y Jordan, 1983; Filkorn, 2002). La tendencia hacia la poca profundidad de estas condiciones fue todavía más evidente en la parte superior de la columna (145–150 m), donde aparecen los ejemplares gigantes de *Chondrodonta* sp. asociados con Caprinidos (Figuras 8 A y 8 B), pero sin la presencia de *Toucasia* sp.

Perkins (1969) estudió la paleoecología de los rudistas y los agrupó en cuatro tipos de asociaciones ecológicas: 1) constructores de armazones arrecifales; 2) habitantes de los

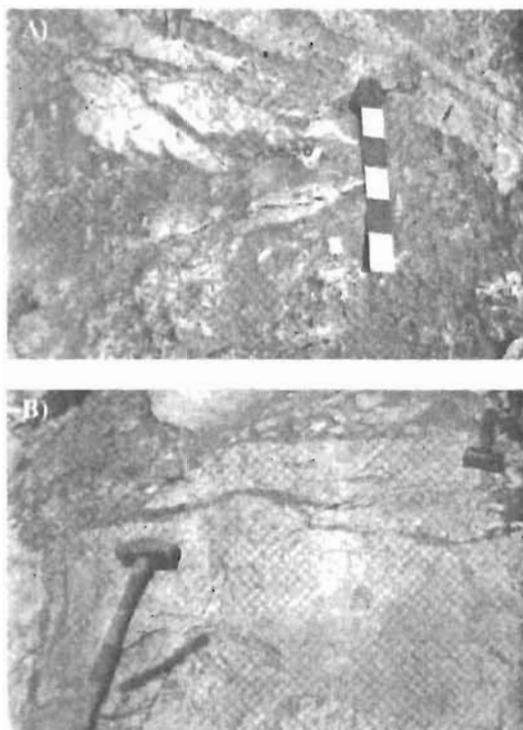


Figura 6. A: Brecha caótica con clastos suspendidos en la matriz (regla 30 cm); B: Sedimentos de caverna con astillas, lajas y bloques (mango del mazo 45 cm)

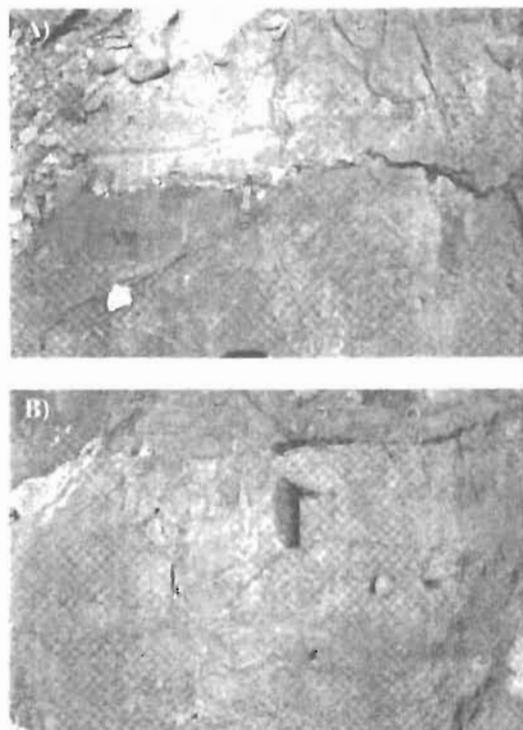


Figura 7. A: Contacto inferior de un relleno laminar de cueva (plumón 12.5 cm); B: Brecha de mosaico con matriz abundante (navaja 10 cm).

arrecifes sin construir un armazón; 3) formando biostromas; 4) formas solitarias y/o en pequeños grupos en las partes más someras de las plataformas. Posiblemente esta última condición fue la que ocurrió en Dengandho entre *Chondrodonta* sp. y los muy escasos Caprinidos en condiciones de aguas muy someras. De acuerdo con Wilson (1975), Wilson y Jordan (1983), Alencáster *et al.* (1984) y Alencáster (1987), este tipo de asociación ocurría formando montículos muy someros en el borde de las plataformas carbonatadas de aquellos tiempos geológicos.

Para el borde oriental de la Plataforma de Valles-San Luis Potosí, Suter (1990, fig. 27) cita, para la Facies Taninul de la Formación El Abra, la presencia de un Biostroma de ("Caprinuloidea"), que en realidad es *Chondrodonta* sp. (Dra. G. Alencáster, 2003, comunicación personal); Suter (1990) hace notar que estos biostromas se encuentran en el borde de la plataforma. La localidad estudiada por Suter (1990) se encuentra en el camino Tilaco-Santa Inés, a 35 km al sureste de la Ciudad de Tamazunchale, S.L.P. Las evidencias paleoecológicas de *Chondrodonta* sp. hechas por Wilson (1975) y Wilson y Jordan (1983) en Texas, la identificación de Suter (1990) en Tilaco, y su asociación en la sección Dengandho, demuestran que este fósil formó

montículos muy someros en los bordes de las plataformas respectivas donde se presenta.

ESTUDIOS GEOQUÍMICOS

A fin de conocer la evolución del paleoacuífero en el paleokarst de Actopan, se estudiaron las relaciones entre los isótopos estables de oxígeno ^{18}O y ^{16}O , y de carbono ^{13}C y ^{12}C respectivamente, contenidos en las rocas carbonatadas de la matriz de las brechas y de los sedimentos que rellenan esta unidad paleogeomorfológica.

La composición isotópica del carbón y del oxígeno se expresan en términos de una notación delta definida por los parámetros:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = \frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{muestra}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{VPDB}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{VPDB}}} \times 10^3$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} = \frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{muestra}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{VPDB}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{VPDB}}} \times 10^3$$

Donde el estándar VPDB de comparación es el gas CO_2 que se obtiene de la reacción de los belemnites (*Belemnite americana*) de la Formación Pee Dee del Cretácico del Sur de Carolina en los Estados Unidos, según el acuerdo de Viena.

Para Meyers y Lohmann (1985), Lohmann (1988) y Moore (2001) existen dos dominios diagenéticos principales en las rocas carbonatadas, uno de origen meteórico y el otro marino. Los valores isotópicos de las relaciones del oxígeno en las aguas marinas varían alrededor de cero, dependiendo de las condiciones de temperatura, de evaporación o de la posible dilución de agua dulce en el mar; bajo condiciones de una evaporación intensa tales como las salinas o los Sabkhas, las aguas pueden tener valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ altos. En el caso del dominio con origen meteórico, los valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ son negativos y muestran un amplio rango, debido a efectos de altitud y latitud. Por otro lado, los carbonatos precipitados como cementantes, generalmente reflejan la composición isotópica del oxígeno, aunado al efecto causado por la temperatura del fluido precipitante.

En general, los procesos orgánicos son los que controlan el comportamiento isotópico del carbono, esto es debido

principalmente al proceso de la fotosíntesis. El intervalo natural de los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ es amplio; el carbono orgánico tiene valores bajos (-24‰), en las formas oxidadas de carbono como el CO_2 ; los valores $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ se encuentran alrededor de -7‰. Para el caso de los carbonatos marinos depositados como minerales de calcita o aragonita hay un intervalo de valores de 0 a +4‰. En los paleokarsts, el intemperismo del suelo y la estabilización de los minerales carbonatados, incluyendo la disolución de calizas marinas y la precipitación posterior de cementos de calcita en las zonas vadosa y freática, dan generalmente como resultado cementos con composiciones de $\delta^{13}\text{C}$ moderadas, en promedio de alrededor de -1 y +2‰.

El contenido de elementos traza y mayores, tales como Sr, Mg, Mn, y Fe ha sido utilizado por Meyers (1978), Meyers y Lohmann (1985), Lohmann (1988), Gorzawski y Cedillo (1988), Wagner et al. (1995) y Moore (2001) para apoyar el conocimiento de la evolución de los paleoacuíferos en rocas carbonatadas que estuvieron expuestas a procesos kársticos.

En experimentos de diagénesis realizados por Meyers (1978), Meyers y Lohmann (1985) y Moore (2001) se reportó que la calcita hipermagnesiana es un mineral inestable con una solubilidad diez veces mayor que la calcita 'normal' (bajo Mg) (Morse y Mackenzie, 1990). Esto en un acuífero antiguo se reflejaría en una estabilización progresiva a calcita normal, a medida que el paleoacuífero madura diagenéticamente a través del tiempo geológico; esto se reconoce con un incremento en la concentración de Mg en los cementantes de calcita, de tal manera que hay un "pico de Mg" durante la evolución de la columna del paleoacuífero.

Para Morse y Mackenzie (1990), la aragonita es un mineral inestable que tiene una solubilidad dos veces mayor que la de calcita. Moore (2001) reportó la diferencia de solubilidad entre la calcita hipermagnesiana y la aragonita, un hecho que da lugar a que exista un direccionamiento del Sr tanto en su destino como en su tiempo con respecto al Mg durante el proceso de diagénesis meteórica, porque las aguas al estar en contacto con dos fases sólidas con distinta solubilidad no pueden estar en equilibrio con la roca. Este proceso da lugar a que después de que toda la calcita hipermagnesiana sea convertida en calcita, se incremente el contenido de Sr en el agua y se genere un "pico de Sr" en los cementos precipitados. Sin embargo, en este punto Moore (2001) y Lohmann (1988) no hacen distinción con respecto a la solubilidad diferencial de estos dos minerales inestables, y simplemente dicen que el Mg y el Sr se adicionan en los fluidos del paleoacuífero a medida que la calcita hipermagnesiana y la aragonita se disuelven, considerando que ambos elementos tienen un coeficiente de distribución menor a la unidad y que, por medio de una disolución incongruente, la concentración de estos elementos se incrementa progresivamente a medida que la interacción del agua crece, precipitándolos en los cementantes posteriormente.

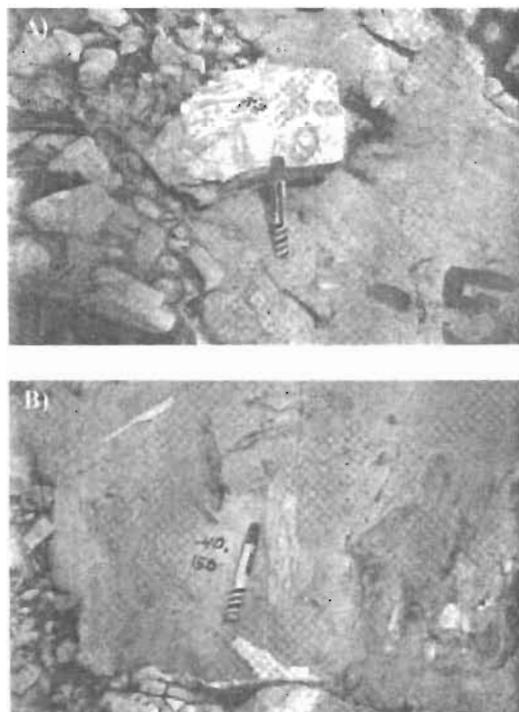


Figura 8. A: Caprinosos aislados; B: última aparición de *Chondrodonta* sp. (plumón 12.5 cm).

Según Lohmann (1988), en su trabajo de investigación sobre la geoquímica en paleokarsts, el Mn y Fe no provienen de la disolución de los minerales carbonatados inestables y no deben ser considerados como el Mg y el Sr que reflejan la interacción entre las rocas y el agua. Se considera que para que haya una concentración de ellos se requiere condiciones de reducción acompañadas de una fuente local que puede estar localizada entre los sedimentos y que permita su incorporación en los cementos. Moore (2001) describe que las condiciones de un ambiente vadoso favorecen la presencia de Fe^{2+} y Mn^{2+} , e impiden la incorporación de Fe y Mn bivalentes en la estructura de la calcita; generalmente, las condiciones reductoras necesarias para la incorporación de ambos elementos en la calcita se encuentran en la zona freática.

Muestreo

En un corte estratigráfico de la sección de Dengandho se efectuó un muestreo a cada 10 metros, con el fin de obtener material adecuado para los estudios de isótopos estables de carbono y de oxígeno, así como de los elementos traza de Sr y mayores de Mg, Fe y Mn. En la Figura 3 se ilustran las coordenadas de la retícula topográfica, en la escala vertical los números menores corresponden a las rocas antiguas (0), y los mayores a las rocas jóvenes (170); la escala horizontal se encuentra a rumbo de -60 a $+30$. La Figura 9 en la columna izquierda señala el número de control de la muestra y su coordenada entre paréntesis. El origen de la cuadrícula se situó en la estación (0, 0) mediante un GPS (12XL de 12 canales, marca Garmin) y corresponde a la muestra cvk7. En el sistema UTM, las lecturas son: Altitud 2,094 m, 14Q 0494151, UTM 2243602, que representan la zona 14Q (0494151 m E, 2243602 m N).

Se obtuvieron muestras provenientes tanto de la matriz de las brechas como de los sedimentos laminares del paleokarst, ambas son las que representan las condiciones paleogeohidrológicas bajo las cuales evolucionaron las zonas vadosa, de nivel freático y la freática.

Los análisis de isótopos de carbono y oxígeno se efectuaron en el Laboratorio de Isótopos Estables del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, y los de elementos traza y elementos mayores en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del mismo instituto.

RESULTADOS

En párrafos anteriores se describieron las brechas y sedimentos de las zonas A, B y D, que son las que se muestrearon para los análisis geoquímicos. En la Figura 9 se ilustran en forma de gráfica los resultados de los análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno así como de elementos traza y elementos mayores en función de la

profundidad relativa en el paleoacuifero. Las muestras están marcadas con las siglas del Instituto de Geología: cvk7 a cvk23 empleadas como clave para los análisis geoquímicos, en la columna izquierda están las siglas con su posición topográfica entre paréntesis. Se ilustran seis gráficas que, de izquierda a derecha, son: MnO, Fe_2O_3 , y MgO (en %), Sr (en ppm), $\delta^{18}O_{VPDB}$ y $\delta^{13}C_{VPDB}$ en ‰. Todos los valores están expresados numéricamente de acuerdo con los resultados analíticos, con los intervalos menores a la izquierda y los mayores a la derecha (en sus respectivas escalas).

La posición de la zona vadosa y freática del paleokarst de Dengandho, interpretada a partir del estudio de la petrología y las fábricas de las brechas, da a conocer que en las muestras cvk15 y cvk16 (-10, 80 y -10, 90 de la columna estratigráfica, en la Figura 3), las rocas están formadas por sedimentos limosos y laminares de relleno de caverna. Según Loucks (1999) los sedimentos laminares finos se depositan en los pasajes (niveles) freáticos y pueden formar parte del contacto entre la zona vadosa y la freática, lo que sugiere que el nivel freático principal del paleoacuifero ocurrió en cvk16 (-10, 90).

INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS: ISÓTOPOS ESTABLES, ELEMENTOS TRAZA Y MAYORES

Para respaldar la interpretación petrológica de la localización del nivel paleofreático en la muestra cvk16 (-10, 90) se presentan los parámetros geoquímicos obtenidos para la serie de muestras con clave cvk7 a cvk23. Los resultados dan las siguientes evidencias:

De acuerdo con Allan y Matthews (1977), Wagner y Matthews (1982), Saller y Moore (1991) y Wagner *et al.* (1995) se puede inferir la diagénesis meteórica que ocurre en un paleokarst a partir de los datos geoquímicos, considerando un contexto estratigráfico de rocas aflorantes o del subsuelo. Utilizando los valores de los análisis se pueden identificar las superficies de paleoexposición subaérea y los límites de los niveles freáticos en los paleoacuiferos. Wagner *et al.* (1995) consideran que en los perfiles geoquímicos típicos de $\delta^{18}O_{VPDB}$ y $\delta^{13}C_{VPDB}$, Sr y Mg en las superficies de exposición subaérea y en los paleoniveles vadosos y freáticos, se pueden emplear los criterios de las anomalías de la famosa "curva en J" de Meyers y Lohmann (1985), Lohmann (1988), y modificaciones de Moore (2001).

En la Figura 9, la parte que se presupone correspondió a una zona paleovadosa localizada entre la zona cvk21 y cvk17 (-10, 140 a -10, 100), presenta valores de $\delta^{13}C_{VPDB}$ entre -0.06 y 2.16 ‰, con un máximo de 2.57 ‰ (cvk19). En cvk16 (nivel freático), $\delta^{13}C_{VPDB}$ tiene un valor de 2.05 ‰, y a partir de este punto disminuye hasta alcanzar un mínimo de -1.37 ‰. En forma general, el nivel de la muestra cvk16 (-10, 90) marca un límite entre los valores

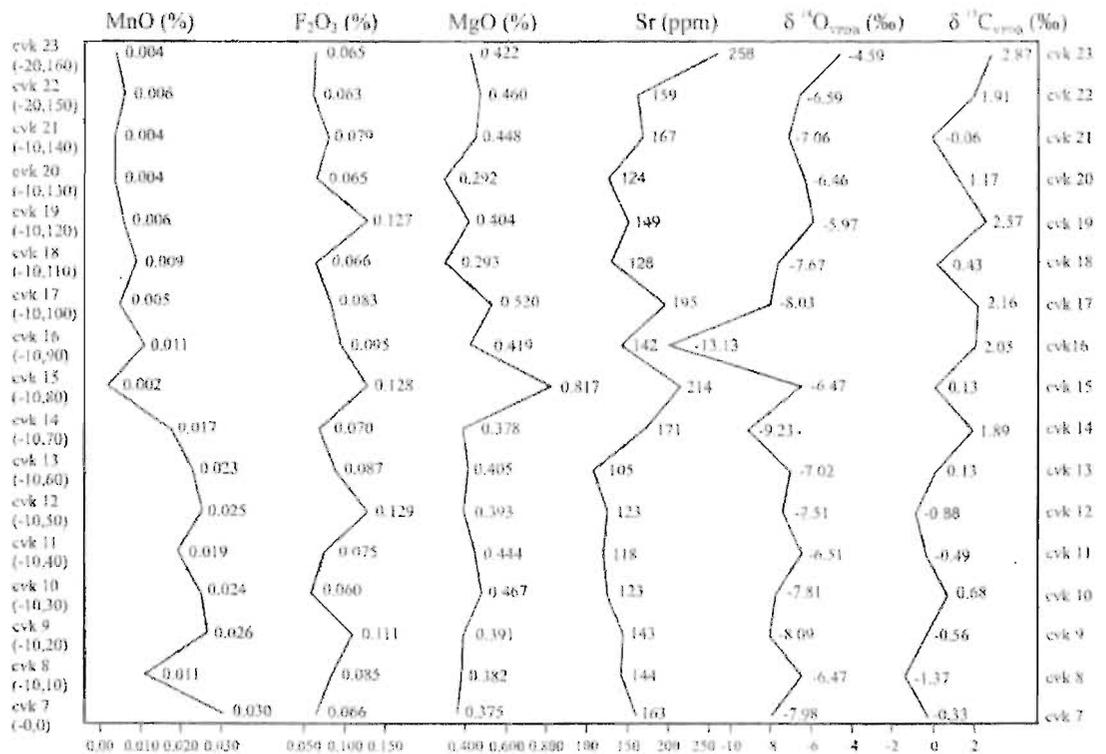


Figura 9. Resultados de los análisis geoquímicos de isótopos estables, elementos traza y elementos mayores. Las muestras están marcadas con las siglas cvk7 a cvk23 (empleadas como clave para los análisis geoquímicos), y los números entre paréntesis de refieren a la posición topográfica de cada una.

positivos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPOB}}$, arriba del nivel paleofreático, y los valores negativos, debajo de este mismo nivel.

La presencia del Sr como elemento traza indica un patrón similar al del $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPOB}}$, con valores más altos por encima del nivel paleofreático. Para el intervalo comprendido entre cvk22 a cvk17, las concentraciones de Sr varían de 159 a 195 ppm. En el paleonivel freático la concentración de Sr es de 142 ppm, en cvk15 tienen un nivel máximo de 214 ppm, y a partir de allí son más bajos, variando de 171 a 105, para terminar en el nivel cvk7 con 163 ppm de Sr con un mínimo generalizado en esta zona paleofreática.

El contenido de MgO también presenta un patrón general similar al de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPOB}}$ y Sr. En la zona paleovadosa, en el intervalo entre cvk21 a cvk17, los valores MgO varían entre 0.448 y 0.520 %. En el nivel paleofreático (cvk16), el valor es de 0.419 %, hasta alcanzar un máximo de 0.817 % en cvk15. Para el intervalo entre cvk14 a cvk7 los valores de MgO son bajos variando entre 0.378 y 0.375 %.

En forma generalizada, en la zona paleovadosa los valores y el promedio de $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPOB}}$, Sr y MgO son más altos que en la zona paleofreática, por lo tanto a partir del nivel paleofreático (cvk16) los valores tienden a ser más bajos.

Según Meyers (1978), Meyers y Lohmann (1985) y Moore (2001) durante la maduración de un paleoacuífero se genera una concentración de Mg, de tal manera que presenta un "pico de Mg". En forma similar Moore (2001) describe la presencia de un pico en la concentración de Sr, generada por la evolución del acuífero de tal forma que primero se debe formar el "pico de Mg" y después el "pico de Sr" lo cual se explica por las diferencias en la solubilidad de estos elementos. Sin embargo, se hizo notar en párrafos anteriores que Lohmann (1988) no concede importancia a la distinción diferencial en la solubilidad entre los dos minerales inestables, de donde procede el Mg y el Sr, y simplemente considera que ambos elementos precipitan juntos en los cementantes.

En la sección estratigráfica-geoquímica (Figura 9) se muestra la coexistencia de los "picos de Mg y de Sr" para la muestra cvk15 (-10, 80), localizada a 10 m por debajo del nivel paleofreático identificado en cvk16. Estos picos presentan valores máximos de 0.817 % para MgO y de 214 ppm, para Sr. El hecho de encontrar a los máximos juntos y unos metros más abajo del supuesto nivel paleofreático, concuerda más con el punto de vista expresado por Lohmann (1988), que las correspondientes menciones de Meyers

(1978), Meyers y Lohmann (1985) y Moore (2001).

Los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ mostrados en la Figura 9 presentan una distribución similar a los encontrados por Wagner *et al.* (1995) en forma de J. Es decir, que a partir de la superficie de exposición subaérea, los valores isotópicos en la zona paleovadosa se conservan más o menos constantes, con valores para $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ en el intervalo de -7.06 ‰ para cvk21 a -8.03 ‰ para cvk17, mostrando un empobrecimiento notable hasta -13.13 ‰ en el nivel paleofreático en cvk16. La zona paleofreática se empobrece un poco menos, con valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ en el rango de -9.23 ‰ para el nivel cvk14 y de -8.09 ‰ para el nivel cvk9. El valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}} = -13.13$ ‰ para el nivel paleofreático es bajo, sin embargo existen algunos estudios en paleokarst, donde existen también valores muy bajos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$. Uno de ellos es el estudio del paleokarst Knox del Ordóvico localizado en los Apalaches realizado por Mussman *et al.* (1988) donde los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ alcanzan -11.8 ‰ en unos cementantes tardíos. Otro ejemplo se presenta en la Formación El Abra, en su localidad tipo, donde se han reportado valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ de hasta -12.2 ‰ (Minero, 1988). Gorzawski y Cedillo (1988) encontraron también valores muy negativos para $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ (-16 ‰) en las rocas paleokársticas jurásicas de Perú. Para la mayoría de los paleokarsts reportados en la literatura se mencionan valores promedio de -7.04 ‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ en la zona paleovadosa y valores de -7.45 ‰ en la zona paleofreática.

En las gráficas de MnO (%) y de Fe_2O_3 (%), de la Figura 9 se pueden apreciar valores reconocidos por Moore (2001), que sugieren las condiciones de reducción de un ambiente paleovadoso, porque se favorece la presencia de Fe^{2+} y Mn^{2+} . Generalmente, estas condiciones se encuentran en la zona paleofreática, lo cual facilita la incorporación de ambos elementos en la calcita. En la Figura 9 se aprecia que en la zona paleovadosa, en el intervalo comprendido entre las muestras cvk21 a cvk17, los contenidos de MnO son bajos, variando entre 0.004 y 0.005 %, para el nivel paleofreático es de 0.011 %, y en la zona paleofreática de 0.017 % para cvk14, y valores entre 0.023 a 0.030 % para los niveles cvk13 y cvk7. Se advierte claramente un incremento en el contenido de MnO en la zona paleofreática, lo cual, según Moore (2001), sucede porque hay condiciones reductoras, mientras que en la zona paleovadosa las condiciones oxidantes no favorecen la presencia de MnO.

En la gráfica correspondiente al Fe_2O_3 , de la Figura 9 no se advierte un patrón muy diferenciado entre las zonas paleovadosa y paleofreática, presentando lecturas variables de 0.079 % (cvk21), 0.128 % (cvk15), 0.129 % (cvk12) y 0.066 % (cvk7), en el nivel paleofreático en cvk16 (-10, 90) hay una lectura intermedia de 0.095 %.

En la sección de Dengandho, las rocas del contacto entre las capas de *wackestone* de *Chondrodonta* sp. con escasos Caprinidos, y las capas que las cubren, de *wackestone* de *Toucasia* sp., no muestran ninguna evidencia física de discordancia o petrológica como algún conglomerado, brecha, restos de rizolitos, etc., que indiquen condi-

ciones de exposición subaérea (Figura 3), sólo lateralmente, en la parte estratigráfica superior del paleokarst, el *wackestone* de *Toucasia* sp., cubre los 5 metros de brechas (cvk21, -10, 140) las cuales están formadas por sedimentos de relleno de caverna con astillas, lascas y bloques, pertenecientes a la parte superior del paleokarst (zona B), así como a la chimenea vertical (zona C).

El estudio geoquímico de la zona permite descubrir que hay anomalías importantes entre las rocas de la parte superior del paleokarst, y las rocas marinas que lo cubren (transgresivas). En los sedimentos de la cubierta hay dos unidades, una representada por cvk 22 (antigua) que es de transición entre el paleokarst propiamente dicho y la cubierta marina, y la otra representada por cvk 23 (joven) que es francamente marina.

En el nivel cvk22 se presentan valores de 159 ppm para el Sr, de -6.59 ‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ y de 1.91 ‰ para $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$. En el nivel cvk 23, los valores de las distintas variables son, de 258 ppm para Sr, de -4.59 ‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ y de 2.87 ‰ para $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$. Estas últimas cifras (cvk 23) son reconocidas como de condiciones típicas marinas (Lohmann, 1988; Moore, 2001).

En la cima del paleokarst (cvk 20 y cvk 21), donde las condiciones paleohidrológicas fueron del dominio del agua dulce o de transición, los valores del Sr están en el intervalo entre 124 y 167 ppm, y los de $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ en el intervalo de -6.46 ‰ a -7.06 ‰, mientras que el $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ presenta un intervalo entre 1.17 ‰ y -0.06 ‰. En la Figura 9 se puede apreciar en forma gráfica como los valores de las variables geoquímicas de la cubierta varían en forma notable con respecto a los del karst antiguo propiamente dicho.

Wagner *et al.* (1995) han encontrado en los estudios geoquímicos detallados de las rocas del Pérmico Inferior del Oeste de Texas, Cretácico de Omán y del Terciario del Sur de China, anomalías geoquímicas después de las superficies de paleoexposición subaérea, como son, una disminución en los valores de Sr, $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$. Por otro lado, el mismo tipo de patrón geoquímico se presenta en las rocas del Jurásico de Perú, estudiadas por Gorzawski y Cedillo (1988).

La anomalía geoquímica antes discutida del paleokarst en Dengandho nos muestra que, aunque no se tengan evidencias físicas o petrológicas en las rocas calcáreas, se pueden detectar 'discontinuidades estratigráficas' en una paleoexposición subaérea de corto tiempo geológico.

CONSIDERACIONES ECONÓMICAS

En el medio económico de la minería son famosos los depósitos tipo *Mississippi Valley* asociados a rocas paleokársticas que producen plomo y zinc en varias provincias mineras del norte de los Estados Unidos y del sur de Canadá, así como en Austria. Aparte de estos minerales, también existen asociados con los paleokarsts

acumulaciones residuales de antimonio, barita, bauxita, cobre, fluorita, oro, hierro, plomo, manganeso, fosfatos, estaño y zinc (Kyle, 1983). En México sólo se ha publicado un artículo por Colorado-Liévano y Cruz (1980), cuyo tema es la "Tipología de Yacimientos Paleokársticos".

En la exploración petrolera en México se tienen algunos avances respecto de la exploración en paleokarsts.

Como ejemplos en geohidrología en rocas paleokársticas del Cretácico en la región norte del país, se tienen los excelentes acuíferos de la ciudad de Monterrey donde los pozos profundos de abastecimiento de agua están perforados en rocas paleokársticas. También son famosos los acuíferos en Texas, especialmente el corredor económico que se extiende desde las ciudades de Austin-San Antonio hasta Eagle Pass.

En el caso de la Ingeniería, la Comisión Federal de Electricidad es la institución paraestatal mexicana que ha construido una gran parte de sus grandes presas sobre rocas calcáreas cretácicas, especialmente en los Estados de Chiapas-Tabasco, Hidalgo-Querétaro y Guerrero. En muchos de los proyectos las rocas calizas, donde se asientan estas obras, se han considerado como el producto de una karsticidad reciente, pero ha quedado la duda acerca de la existencia de paleokarsticidad.

CONCLUSIONES

1) En la sección Dengandho de la Plataforma de Actopan fue posible conocer la evolución paleohidrológica del paleokarst en rocas de la Formación El Abra del Albiano-Cenomaniano, situando las zonas paleovadosa y paleofreática y el contacto entre ellas (nivel paleofreático). También se determinó la posición de la cubierta de rocas transgresivas, formada en condiciones de aguas marinas.

2) Las zonas paleovadosa, paleofreática y del nivel paleofreático fueron identificadas tomando como base los estudios de las brechas y sedimentos del paleokarst y de las firmas geoquímicas de los isótopos estables y elementos traza y mayores. Se constata una coincidencia en ambos criterios de identificación.

3) No hay evidencias físicas ni petrológicas que permitan determinar los límites entre el paleokarst y las rocas marinas que lo cubren; sin embargo los parámetros geoquímicos de los isótopos estables, elementos traza y elementos mayores permitieron diferenciarlas con seguridad.

AGRADECIMIENTOS

El Doctor Eugene C. Perry, Jr. Profesor de geohidrología y estudios geoquímicos de isótopos estables de la Northern Illinois University, enriqueció en forma sustantiva a los autores con sus experiencias en varios aspectos: durante su estancia subáctica en los Institutos de Geología y Geofísica, y en una visita de campo a la sección Dengandho

(abril, 2002) en la Plataforma de Actopan, donde nos mostró las mejores metodologías para el muestreo geoquímico, en particular de los isótopos estables; también él sugirió que de alguna forma se publicaran los resultados de campo y laboratorio, y finalmente durante la elaboración y revisión del manuscrito, nos dio sus acertadas opiniones en la especialidad.

La Doctora Concepción Jiménez de Cisneros Vencelá de la Estación Experimental del ZAIDIN (CSIC), Departamento de Ciencias de la Tierra y Química Experimental, en Granada, España, con sus conocimientos en la geoquímica de los espeleotemas y paleokarsts, enriqueció con sus observaciones acertadas y claras el presente documento.

Los análisis isotópicos fueron financiados por el proyecto CONACYT G35442- "Desarrollo en México de Nuevas Metodologías en Isótopos Estables aplicadas al estudio de Depósitos Minerales, Vulcanismo, Sistemas Hidrotermales, Hidrología Ecología y Biogeoquímica Acuática". Agradecemos a Francisco Javier Otero Trujano, Rafael Puente Martínez y Caridad Hernández Bernal, la preparación de muestras para análisis isotópico y el mantenimiento preventivo y correctivo en el Laboratorio de Espectrometría de Masas de Isótopos Estables.

Nuestro agradecimiento a la Dra. Susana A. Alaniz Álvarez, Editora Científica de la Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, por la revisión crítica al manuscrito.

REFERENCIAS

- Aguiar-C., J.E., 1978, Sedimentary environments and diagenesis of a Cretaceous Reef Complex, Eastern Mexico: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Anales del Centro de Ciencias del Mar y Limnología, 5, 83-140.
- Alencaster, G., 1987, Moluscos bentónicos de la mitad meridional de México durante el Cretácico: Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología, 1, 1-23.
- Alencaster, G., González-Alvarado, J., Rangel R., S., 1984, Biostratigrafía y paleoecología de Coixtlahuaca - Tomeilín, Oaxaca, en Perrilliat, M.C. (ed.), Tercer Congreso Latinoamericano de Paleontología, Memoria: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 315-340.
- Allan, J.R., Matthews, R.K., 1977, Carbon and oxygen isotopes as diagenetic and stratigraphic tools—data from the surface and subsurface of Barbados: Geology, 5, 16-20.
- Anderson, T.F., Arthur, M.A., 1983, Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems, in Arthur, M.A. (ed.), Stable Isotopes in Sedimentary Geology: Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course, 10, 1-151.
- Budd, D.A., Saller, A.H., Harris P.M. (eds.), 1995, Unconformities and Porosity in Carbonate Strata: American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 63, 1-313.
- Carrasco-V., B., 1970, La Formación El Abra (Formación El Doctor en la Plataforma Valles-San Luis Potosí: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 2, 97-99.
- Carrasco-V., B., 1971, Litofacies de la Formación El Abra en la Plataforma de Actopan, Hgo.: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 3, 5-26.
- Carrillo-Bravo, J., 1969, Exploración geológica y posibilidades petroleras de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Sierra Madre Oriental-Altiplano Mexicano), en Seminario de Exploración Petrolera,

- Mesa Redonda no. 6: México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, 20 p.
- Carrillo-Bravo, J., 1971, La Plataforma de Valles-San Luis Potosí: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín, 23, 1-102.
- Colorado-Liévano, D., Cruz-R., R., 1980, Tipología de yacimientos paleokársticos, generalidades, aplicación en algunos ejemplos mexicanos y consideraciones regionales, en VIII Seminario Interno sobre Exploración Geológica Minera: Pachuca, Hgo., Consejo de Recursos Minerales, 214-238.
- Coogan, A.H., Bebout, D.G., Maggio, C., 1972, Depositional environments and geologic history of Golden Lane and Poza Rica Trend, an alternative view: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 56, 1419-1447.
- Choquette, P.W., James, N.P., 1988, Introduction, in James, N.P., Choquette, P.W. (eds.), Paleokarst: Springer-Verlag, 416 p.
- Dickson, J.A.D., Saller, A.H., 1995, Identification of subaerial exposure surfaces and porosity preservation in Pennsylvanian and Lower Permian shelf limestones, in Budd, D.A., Saller, A.H., Harris, P.M. (eds.), Unconformities and Porosity in Carbonate Strata: American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 63, 239-278.
- Enos, P., Minero, C.J., Aguayo-C., J.E., 1983, Sedimentation and diagenesis of mid-Cretaceous Platform margin East-Central México with accompanying field guide: Dallas Geological Society, 168 p.
- Filkorn, H.F., 2002, New species of Mexicaprina (Caprinidae, Coelocninae) and review of the age and paleobiogeography of the genus: Journal of Paleontology, 76, 672-691.
- Goldammer, R.K., Lehmann, P.J., Dunn, P.A., 1992, Third-order sequences and high frequency cycle stacking patterns in Lower Ordovician platform carbonates, El Paso Group (Texas): Implications for carbonate sequence stratigraphy, in Candalaria, M.G., Reed, Ch.L. (eds.), Paleokarst, Karst-related Diagenesis and Reservoir Development: Examples from Ordovician-Devonian Age Strata of West Texas and the Mid-Continent: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Permian Basin Section, Publication 92-33, 59-92.
- Gorzawski, H., Codillo, E., 1988, Untersuchung stabiler Isotope (C, O) als Mittel zur Interpretation zyklischer Auflauchphasen im Verlauf der Oberjurassischen Karbonatsedimentation in Zentral Peru: Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeiten, 29, 253 p.
- Griffith, L.S., Picher, M.G., Rice, G.W., 1969, Quantitative environmental analysis of a Lower Cretaceous reef complex, in Friedman, G.M. (ed.), Depositional Environments in Carbonate Rocks: Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 14, 120-138.
- Kerans, Ch., 1989, Karst-controlled reservoir heterogeneity and an example from the Ellenburger Group (Lower Ordovician) of West Texas: Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin, Report of Investigations, 186, 40 p.
- Kerans, Ch., 1990, Depositional systems and karst geology of the Ellenburger Group (Lower Ordovician), subsurface West Texas: Austin, Bureau of Economic Geology, The University of Texas, Report of Investigations, 193, 63 p.
- Kerans, Ch., 1993, Description and interpretation of karst-related breccia fabrics, Ellenburger Group, West Texas, in Fritz, R.D., Wilson, J.L., Yurewicz, D.A. (eds.), Paleokarst Related Hydrocarbon Reservoirs: Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop 18, 181-200.
- Kyle, J.R., 1983, Economic aspects of subaerial carbonates, in Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H. (eds.), Carbonate depositional environments: American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 33, 73-92.
- Lohmann, K.C., 1988, Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst, in James, N.P., Choquette, P.W. (eds.), Paleokarst: Springer-Verlag, 58-80.
- Loucks, R.G., 1999, Paleocave carbonate reservoirs: origins, burial-depth modifications, spatial complexity, and reservoir implications: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 83, 1795-1834.
- Loucks, R.G., 2001, Modern analogs for paleocave sediment fills and their importance in identifying paleocave reservoirs: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, 46, 193-206.
- Loucks, R.G., Handford, C.R., 1992, Origin and recognition of fractures, breccias, and sediment fills in paleocave-reservoir networks, in Candalaria, M.G., Reed, Ch.L. (eds.), Paleokarst, Karst-related Diagenesis and Reservoir Development: Examples from Ordovician-Devonian Age Strata of West Texas and the Mid-Continent: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Permian Basin Section, Publication 92-33, 31-44.
- Loucks, R.G., Mescher, P.K., 1997, Interwell scale architecture, heterogeneity, and pore-network development paleocave reservoirs: Dallas Geological Society and Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Field Trip 11, Guidebook, unpaginated.
- Loucks, R.G., Mescher, P.K., 2001, Paleocave facies classification and associated pore types (abstract), in Southwest Section Annual Meeting, March 11-13, 2001: Dallas, Texas, American Association of Petroleum Geologists, CD-ROM, 18 p.
- Lucia, F.J., 1996, Lower Paleozoic cavern development, collapse, and deformation, Franklin Mountains, El Paso, Texas, in Stouder, E.L. (ed.), Precambrian-Devonian Geology of the Franklin Mountains, West Texas: analogs for exploration and production in Ordovician and Silurian karsted reservoirs in the Permian Basin: Annual Field Trip Guidebook, West Texas Geological Society, 175-206.
- Meyers, W.J., 1978, Carbonate cements: their regional distribution and interpretation in Mississippian limestones of southwestern New Mexico: Sedimentology, 25, 371-400.
- Meyers, W.J., Lohmann, K.C., 1985, Isotope geochemistry of regionally extensive cement zones and marine components in Mississippian Limestones, New Mexico, in Schneidermann, N., Harris, P.M. (eds.), Carbonate Cements: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 36, 223-239.
- Minero, Ch.J., 1988, Sedimentation and diagenesis along an island-sheltered platform margin, El Abra Formation, Cretaceous of Mexico, in James, N.P., Choquette, P.W. (eds.), Paleokarst: Springer-Verlag, 385-405.
- Moore, C.H., 2001, Carbonate Reservoirs, Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework: Amsterdam, The Netherlands, Elsevier, 444 p.
- Morse, J.W., Mackenzie, F.T., 1990, Geochemistry of Sedimentary Carbonates: Elsevier Science Ltd, 696 p.
- Mussman, W.J., Montanez, I.P., Reed, J.F., 1988, Ordovician Knox paleokarst unconformity, Appalachians, in James, N.P., Choquette, P.W. (eds.), Paleokarst: Springer-Verlag, 211-228.
- Perkins, B.F., 1969, Rudist faunas in the Comanche Cretaceous of Texas: Guidebook, Spring Field Trip, Shreveport Geological Society, 121-137.
- Saller, A.H., Moore, C.H., 1991, Geochemistry of meteoric calcite cements in some Pleistocene limestones: Sedimentology, 38, 601-621.
- Saller, A.H., Dickson, J.A.D., Matsuda, F., 1999, Evolution and distribution of porosity associated with subaerial exposure in Upper Paleozoic platform limestones, West Texas: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 83, 1835-1854.
- Suter, M., 1990, Carta Geológica de México, Hoja Tamazunchale 14Q-e(5), escala 1:100,000: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 1 mapa y texto explicativo, 55 p.
- Viníegra-O., F., Castillo-Tejero, C., 1970, Golden Lane Fields, Veracruz, Mexico, in Halfborty, M.T. (ed.), Geology of Giant Petroleum Fields: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 14, 309-325.
- Wagner, P.D., Matthews, R.K., 1982, Porosity preservation in the Upper Snackover (Jurassic) carbonate grainstone, Walker Creek Field, Arkansas: Response of paleophreatic lenses to burial processes: Journal of Sedimentary Petrology, 52, 3-18.

- Wagner, P.D., Tasker D.R., Wahlman, G.P., 1995, Reservoir degradation and compartmentalization below subaerial unconformities: Limestone examples from West Texas, China and Oman, *in* Budd, D.A., Saller, A.H., Harris, P.M. (eds.), *Unconformities and Porosity in Carbonate Strata*: American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 63, 177-195.
- White, E.L., White, W.B., 1969, Processes of cavern breakdown: National Speleothem Society Bulletin, 31, 83-96.
- Wilson, J.L., 1975, *Carbonate Facies in Geologic History*: New York, Springer-Verlag, 471 p.
- Wilson, J.L., 1993, The Lower Ordovician great American Bank of the southwestern United States, *in* Keller, D.R., Reed, C. (eds.), *Paleokarst, Karst-related Diagenesis, Reservoir Development, and Exploration Concepts; Examples from the Paleozoic section of the southern Mid-Continent*. Society for Sedimentary Geology (SEPM), Permian Basin Section, Field Trip Guidebook, SEPM Publication, 93-34, 35-43.
- Wilson, J.L., Jordan, C., 1983, Middle shelf environment, *in* Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H. (eds.), *Carbonate Depositional Environments*: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 33, 297-343.
- Wilson, J.L., Medlock, P.L., Fritz, R.D., Carter, K.L., Geesman, R.G., 1992, A review of Cambro-Ordovician Breccias in North America, *in* Candelaria, M.P., Reed, C.L. (eds.), *Paleokarst, Karst-related Diagenesis and Reservoir Development: examples from Ordovician-Devonian age strata west Texas and mid-continent*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Permian Basin Section, Publication 92-33, 19-29.
- Wright, V.P., 1982, The recognition and interpretation of paleokarsts: two examples from the Lower Carboniferous of South Wales: *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 83-94.

Manuscrito recibido: Junio 1, 2004

Manuscrito corregido recibido: Septiembre 14, 2004

Manuscrito aceptado: Septiembre 20, 2004

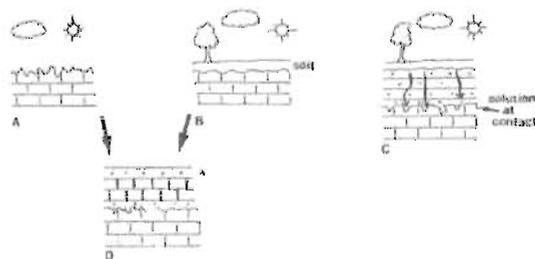
ANEXO VI. GLOSARIO DE TERMINOLOGÍA KÁRSTICA

En este glosario se pretende proporcionar un resumen de la terminología propuesta, utilizada o modificada desde los primeros investigadores del inicio del siglo XX que sólo describieron rasgos morfológicos recientes, y los que a partir de la década de los 60 iniciaron la descripción sistemática de los paleokarsts, entre los que destacan Roehl (1967), Wright (1982), Choquette y James (1988) y Esteban y Klappa (1983). Cuando hay algún termino que describe casi lo mismo, o es sinónimo, se incluye también su autor a continuación de la descripción. Para ilustrar la descripción cuando hay alguna(s) figura original de los autores, ésta será incluida entre el texto para dar mayor claridad al concepto. Los nombres en idioma original se inician con *itálica y subrayado*; por lo general, la terminología original está en inglés y después se trata de hacer una traducción literal de la descripción original, dando al final la referencia del autor. En el caso del Glosario de Geología, sólo se ponen las siglas AGI (American Geological Institute).

TERMINOS EMPLEADOS POR ROEHL:

Karst fabrics y karst flute: el primero fue propuesto por Roehl (1967) para describir en la Cuenca de Williston durante el Ordóvicico y Silúrico, unos depósitos en terrenos diagénéticos de tipo subaéreo en los que hay la remoción y/o el desplazamiento de rocas carbonatadas acompañadas por una combinación compleja de fuerzas y procesos, que en general son, las siguientes: (1) lixiviación por la precolación de aguas vadasas; (2) formación de cavidades debido al colapso de blocks que han sido excavados y minados por erosión; (3) procesos orgánicos que forman las soluciones lixiviantes; y (4) la reprecipitación de cemento carbonatado formado por aguas sobresaturadas. El segundo término fue también propuesto por Roehl (1968) para describir de forma muy superficial y sin dar detalle alguno, unas superficies de exposición subaérea en la Formación El Abra del Cretácico de México; según comentarios de Choquette y James (1988, p. 3), para Roehl (1967) un karst y un paleokarst son *terrenos diagénéticos subaéreos*.

TERMINOS EMPLEADOS POR WRIGHT:



Diferentes tipos de karst. A) karst descubierto, B) karst cubierto, C) karst interestratal, D) karst sepultado Wright, 1982, fig. 1.

Buried paleokarsts: caracteres morfológicos típicos de un karst, formados en un cierto tiempo, posteriormente cubiertos por formaciones más jóvenes: Wright, 1982.

Covered karst: es aquél que se forma en el presente como producto de la disolución en la interfase suelo-roca: Wright, 1982.

Interstratal karst: es aquél que se forma por la percolación de soluciones, disolviendo la cima de la caliza subyacente: Wright, 1982.

Paleokarsts: para Wright (1982) que es uno de los investigadores de la especialidad que emplea la terminología más clara y sencilla es: para el presente, *karst* significa un paisaje con una superficie morfológica típica, con un drenaje subterráneo y características muy particulares desarrolladas en las rocas, principalmente en las calcáreas, que tienen un grado más alto de solubilidad en aguas naturales que otros tipos de roca. Simplemente define *Paleokarst* como rasgos de karst formados por solución y asociados a un paisaje del pasado; en otras palabras, un paleokarst fue formado en o debajo de una superficie del pasado, no presente ahora.

Uncovered karst: es aquel que se forma en el presente como producto de la disolución en la interfase roca-atmósfera: Wright, 1982.

TERMINOS EMPLEADOS POR CHOQUETTE Y JAMES:

Black pebbles: el origen de los cantos negros es motivo de debate; aun cuando el ennegrecimiento es generalmente adjudicado a la materia orgánica, el origen y la incorporación del material es controvertido. Shinn y Lydz (1988) proponen un mecanismo de ennegrecimiento causado por un calentamiento “instantáneo” durante los incendios de yerba y bosques. Choquette y James (1988).

Boxwork: limonita y otros minerales que se originaron como hojas o placas a lo largo de los planos de las juntas o fracturas, para después ser disuelto el material que los contenía, dejando las hojas o placas que se cruzan como una red; usualmente se encuentran en los techos de las cavernas: AGI.

Breccia pipes and associated bodies: masas más o menos cilíndricas a irregulares que subyacen a las dolinas o sumideros, generalmente contienen altas proporciones de bloques empujados y desplazados, y son rodeados por estratos desalineados como resultado de la disolución-colapso: Choquette y James, 1988.

Calcrete: según el AGI es **Caliche**: fragmentos de grava, arena o escombros del desierto cementados por carbonato de calcio poroso: AGI.

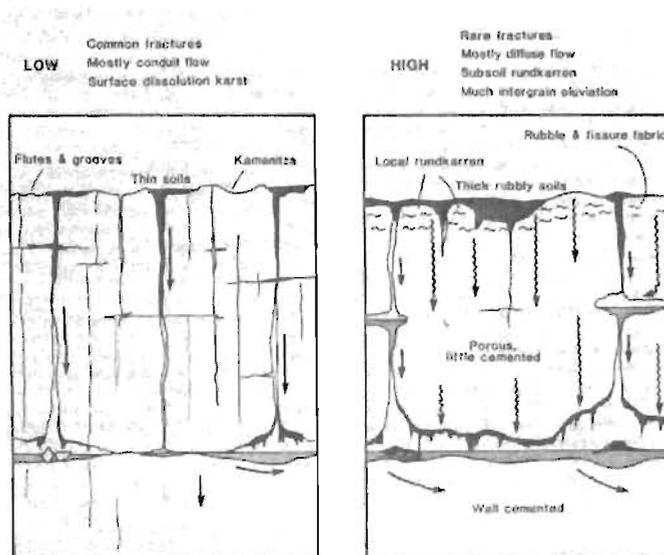
Cave pearls: concreciones redondas y lisas de calcita o aragonita, formadas por una precipitación concéntrica alrededor de un núcleo, que comúnmente se encuentran en las cavernas: AGI.

Cave popcorns: depósitos formados por carbonato de calcio, que se parecen en su forma a las palomitas de maíz, en las paredes en las que escurre el agua de las rocas: AGI.

Cave-roof collapse breccias: cuevas que tienen techos irregulares y pisos regulares con más o menos una forma tabular regular y que es correspondiente

en las secciones transversales; generalmente muestra una selección pobre con grandes bloques de muchos metros de sección, así como sedimentos acarreados desde la superficie: Choquette y James, 1988.

Caves: cavidad natural o cámara, o series de cámaras y galerías, por debajo de la superficie terrestre o dentro de una montaña: AGI.



Efectos del contraste en la permeabilidad estratal en los estilos de karst superficial y de subsuelo. Choquette y James, 1988, fig, 2

Cements: precipitados comunes que se acumulan en pequeños huecos, cavidades o en poros controlados por su fábrica: Choquette y Pray, 1970.

Deep burial zone(saline): zona profunda, saturada de agua con alta salinidad: Choquette y James, 1988.

Depositional paleokarsts: karst que se forma como resultado de la acreción de sedimentos al nivel del mar y que forma parte de los paquetes de sedimentos típicos de las plataformas carbonatadas. Está comúnmente asociado con ciclos a la escala de metros, generalmente con un relieve topográfico de centímetros o decímetros: Choquette y James, 1988.

Doline: en geología dolina es un túnel natural o embudo vertical disuelto en las rocas calcáreas, que llega hasta el drenaje subterráneo: AGI.

Dripstone (part of a speleothem)=stalagmites+stalactites: “El simple término dripstone es empleado en lugar del equivalente griego estalagmita de Ferrington, y es empleado para reemplazar al incómodo par de palabras, estalactita y estalacmita. Flowstone puede ser usado para nombrar depósitos de caverna no formados por goteo, pero sí por agua que fluye”: Davis, 1930 in AGI.

Evaporite-solution breccias: muestran gran variabilidad en sus formas y características, que dependen en parte de que hayan sido originadas por disolución vadosa o freática. La disolución freática parece haber sido responsable de las unidades “tabulares” que están distribuidas cerca de la cima de la Caliza Madison (Misisípico) en Wyoming. La disolución vadosa cercana a la superficie en los perfiles de intemperismo da como resultado la característica

de colapso, localizada arriba del nivel de los drenajes modernos, en las secuencias evaporíticas: Choquette y James, 1988.

Flowstone (part of a speleothem): depósitos de carbonato de calcio acumulados en las paredes donde el agua escurre de las rocas. En varios lugares estas acumulaciones toman una forma semejante a una masa de hielo, y en otras de unas “cascadas congeladas en la roca”; para distinguirlas de las formadas por goteo (dripping), se les ha llamado “flowstone”: AGI.

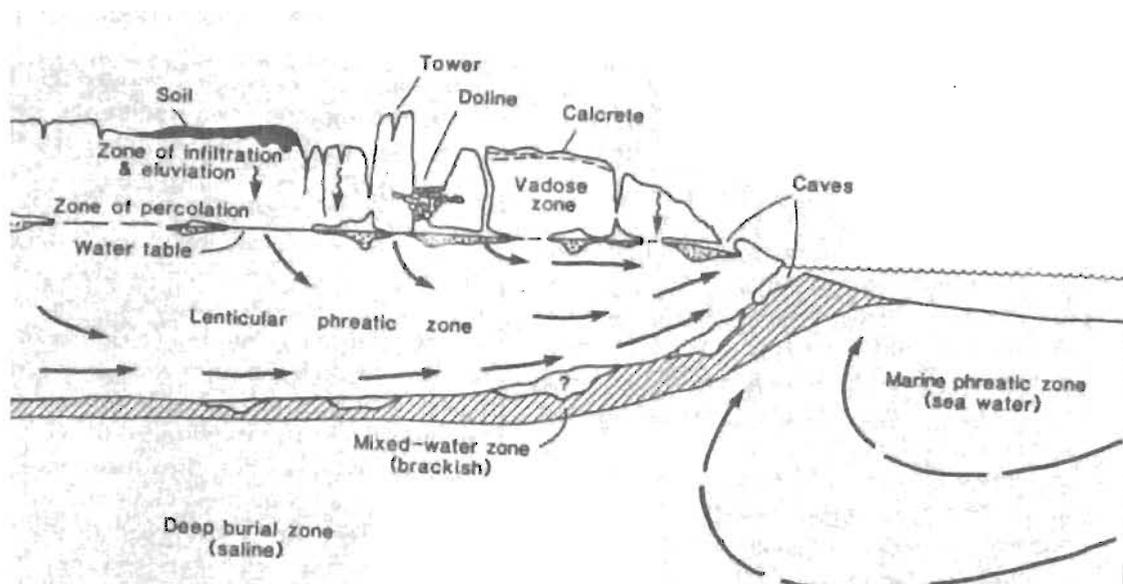
Grikes: fisura vertical desarrollada por disolución a lo largo de una fractura: AGI.

Interregional paleokarsts: es mucho más extenso y tiene relación con eventos tectónico-eustáticos (e.g. Tipo 1 de discordancias de Vail *et al.*, 1984) y da como resultado terrenos kársticos que pueden mostrar una erosión profunda, una gran variedad de características kársticas y una disolución penetrante y profunda: Choquette y James, 1988.

Karren= Lapies: superficie compuesta de bloques de caliza separados por fisuras angostas o surcos que tienen algunos metros de profundidad y a veces un máximo de 9 m: AGI.

Karst: lo emplean en un sentido amplio de la palabra para incluir todos aquellos caracteres diagénéticos—macroscópicos y microscópicos, superficiales y subterráneos—que son producidos en una secuencia de carbonatos durante la disolución química y la modificación asociada. *Paleokarst* es definida como un karst antiguo, que comúnmente es cubierto por sedimentos jóvenes o rocas sedimentarias, y de esta manera se incluyen los restos de los paleokarsts (paisajes actuales formados en el pasado) y los paleokarsts sepultados (paisajes de karst sepultados por sedimentos): Choquette y James, 1988.

A propósito de las definiciones de karst y paleokarst, Esteban y Klappa (1983) dan la siguiente definición para los geólogos: “Karst is a *diagenetic facies*, an overprint is subaerially exposed carbonate bodies, produced and controlled by dissolution and migration of calcium carbonate in meteoric waters, occurring in a wide variety of climatic and tectonic settings, and generating a recognizable landscape”. La definición anterior es comentada por Choquette y James (1988, p. 11), y dicen que para muchos de los que usan su libro (“Paleokarsts” de Choquette y James, 1988), existe una definición familiar burda (para muchos petrólogos de carbonatos y estratígrafos), por lo cual ellos colocan itálicas a: “*diagenetic facies*”, sin hacer algún comentario en contra o favor, pero dan a entender que el empleo de “facies” no es el adecuado como calificativo para la diagénesis; otro comentario también de Choquette y James (1988, p. 5) es el relacionado con “caliche facies”, además del de “karst facies”.



Hidrología y elementos generales de un karst. Choquette y James, 1988, fig. 1

Karst breccias: las brechas de karst tienen una amplia variedad de formas externas y composición interna, por lo que no se puede proponer una clasificación general; en realidad, forman un sistema: mantling breccias, breccias pipes and associated bodies, cave-roof collapse breccias y evaporite-solution breccias: Choquette y James, 1988.

Lenticular phreatic zone: es de forma lenticular y se encuentra en la parte superior de la zona de saturación: AGI.

Local paleokarsts: se forma cuando parte de una plataforma carbonatada (o rampa, etc.) es expuesta subaéreamente, a causa del tectonismo, a caídas pequeñas del nivel del mar (e.g. exposición de la margen de la plataforma, pero no de la plataforma interna), o por el fallamiento de bloques sinsedimentarios. Dependiendo del tiempo los efectos de la exposición pueden variar, de menores a extensos, con desarrollo de un karst en la superficie y en el subsuelo: Choquette y James, 1988.

Mantling breccias: manto o cubierta de brechas asociadas con discordancias, que ocurren como hojas irregulares o en parches que llenan bajos topográficos que virtualmente tienen cualquier escala y relieve: Choquette y James, 1988.

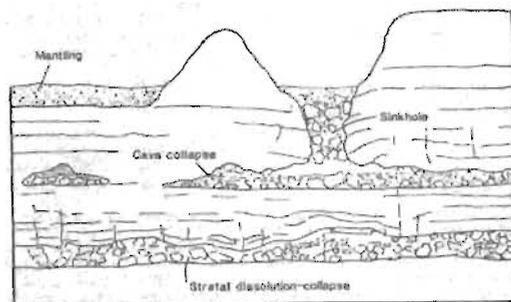
Marine phreatic zone (sea water): se encuentra en la parte superior de la zona de saturación de agua de mar.

Mixed-water zone (brackish): término empleado para definir las “aguas salobres”, cuya salinidad es intermedia entre las de corrientes de agua dulce y el agua de mar: AGI.

Neptunian dikes and fissure fills: están pobremente documentados en los mares modernos y corresponden a la naturaleza y origen de los carbonatos dentro de karsts sumergidos y sepultados: Choquette y James, 1988.

Regolith: “En parte esta cubierta está hecha de un material que se origina a través del intemperismo o el crecimiento de plantas in situ. En otras circunstancias es fragmental y es un material más o menos descompuesto llevado

por una corriente de viento, agua o hielo procedente de otros lugares; a esta cubierta de material no consolidado, cualesquiera que sea su naturaleza u origen, se propone llamar regolita”: Merrill, G. P., 1897, *in* AGI.



Tipos comunes de brechas superficiales y del subsuelo en los terrenos kársticos. Choquette y James, 1988, fig. 5.

Sinkholes= dolines= sumidero: cañería natural en forma de embudo vertical, excavada a través de las capas de caliza hasta su drenaje subterráneo: AGI.

Soil: en pedología, es el material terroso que ha sido modificado por la acción de agentes físicos, químicos y biológicos, que es capaz de sostener las raíces de las plantas: AGI.

Speleothems: mineral secundario formado en cavernas: AGI. Para Choquette y James (1988) es un tipo de calcita precipitada en un terreno kárstico, dentro de un ambiente espeleano (relacionado con cavernas), cuyas cavidades son mayores a 50 cm de diámetro (*i.e.* suficientemente grandes para ser exploradas).

Surface travertines: carbonatos precipitados a partir de manantiales: Choquette y James, 1988.

Terra rossa: arcilla roja residual que cubre una capa o roca de caliza: AGI.

Tower: pico levantado y con gran pendiente, por encima de una tierra plana: AGI.

Vadose zone: agua del subsuelo que se encuentra arriba de la zona de saturación, en la zona de aireación: AGI.

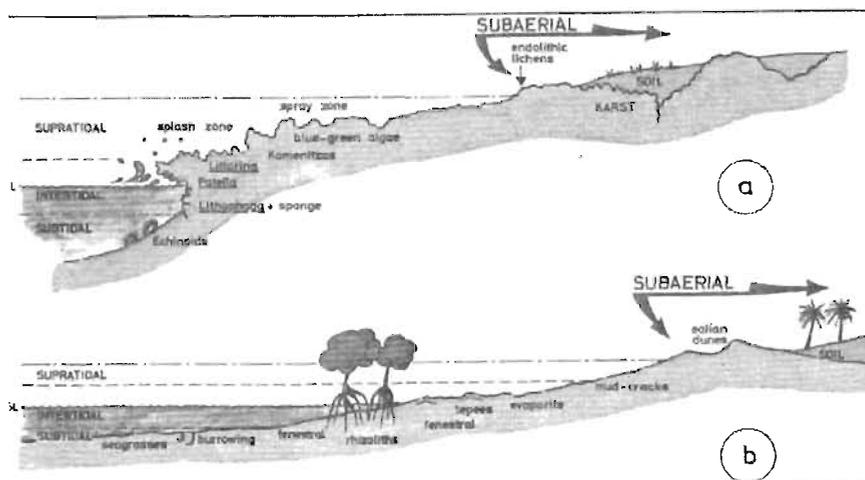
Vugs: cavidad que a menudo es revestida de un material diferente de aquel que rodea a la roca: Holmes, 1928 *in* AGI.

Water table: superficie superior de una zona de saturación o “espejo de agua”, o “nivel freático”, exceptuando aquella superficie que es formada por un cuerpo impermeable: AGI.

Zone of infiltration and eluviation: infiltración significa el flujo de una sustancia a través de poros o de pequeñas aberturas; eluviación es el movimiento del material de un suelo de un lugar a otro dentro del mismo suelo, en suspensión o en solución, cuando hay un exceso de lluvia con respecto a la evaporación: AGI.

Zone of percolation: zona en la que hay un movimiento de agua bajo presión hidrostática, a través de los intersticios de roca o suelo, exceptuando los movimientos que atraviesan grandes aberturas tales como cuevas: AGI.

TERMINOS EMPLEADOS POR ESTEBAN Y KLAPPA:



Clasificación de superficies de exposición. Esteban y Klappa, 1983, fig. 1

Black pebbles: cantos negros de caliza que son componente notables en algunos 'caliche hardpans': Esteban y Klappa, 1983.

Calcified cocoons: crisálidas calcificadas de insectos, ovoides a esféricas, de 1 a 3 cm de diámetro: Esteban y Klappa, 1983.

Caliche (calcrete): calcita de bajo Mg de grano fino, cretosa o bien cementada, que forma un depósito en forma de suelo, o bien se ubica sobre sedimentos preexistentes, suelos o rocas, siempre en ambientes semiáridos. Esta es una definición esencialmente genética, de uso limitado a los geólogos que buscan caliche en record fósil: Esteban y Klappa, 1983.

Caliche glaebules (including pisolites and nodules): glóbulo (glaebule) es una unidad tridimensional dentro de la matriz de una unidad de material de suelo, generalmente de forma sólida, alargado o irregular en su forma, y que se distingue de la matriz que lo encierra por la gran concentración de algún constituyente y/o diferencia en la fábrica.

Caliche profiles: el término se refiere a la sucesión vertical completa de capas u horizontes que son distintos morfológicamente: Esteban y Klappa, 1983.

Carbonate pisoliths: cuerpos esferoidales laminados concéntricamente mayores a 2 mm que se forman en varios ambientes; no están restringidos al caliche (facies) y pueden encontrarse en ambientes marinos someros, marinos profundos, de perimarea, de cuevas y lagos: Esteban y Klappa, 1983.

Cavern porosity: de acuerdo con Choquette y Pray (1970), "a pore system characterized by large openings, or caverns. Although much cavern porosity is of solution origin, the term is descriptive and not genetic....A practical lower size limit of 'cavern' for outcrop studies is about the smallest opening an adult person can enter: Esteban y Klappa, 1983.

Chalky caliche: se caracteriza por granos de calcita blancos o cremosos, no consolidados, del tamaño de limo: Esteban y Klappa, 1983.

Circum-granular cracking: masas irregulares a globulares separadas por fracturas no tectónicas y producidas por la contracción y expansión, y que son llamadas fracturamientos circum-granulares: Esteban y Klappa, 1983.

Clay cutans: Brewer (1964) definió una ‘cutan’ como “una modificación de la textura, estructura o fábrica de los materiales de suelo en una superficie natural debido a la concentración de los materiales del suelo o modificaciones del plasma en el lugar (matriz relativamente inestable de un suelo)”: Esteban y Klappa, 1983.

Coastal exposure surfaces: sedimentos o rocas expuestas en un ambiente de perimarea, por arriba del límite inferior de la acción del oleaje y por debajo de su límite más alto de la zona vadosa marina con influencia de rocío salado: Esteban y Klappa, 1983.

End-member products of subaerial exposure: básicamente hay dos miembros terminales o finales de las facies diagenéticas de carbonatos, las facies de karst y las facies de suelos o edáficas que nacen como resultado de la exposición subaérea: Esteban y Klappa, 1983.

Floating texture and corroded carbonate grains: granos embebidos del tamaño de arena o de limo, que no muestran puntos de contacto dentro de una matriz micritica y que dan un arreglo al que generalmente se llama una textura flotante: Esteban y Klappa, 1983.

Globulites= Popcorn (part of a speleothem): estructura de cristales finos de calcita de bajo Mg de forma esferulítica: Esteban y Klappa, 1983, AGI.

Hardpan: incluido en “caliche facies”, generalmente es más resistente al intemperismo, más endurecido y no presenta porosidad visible, en comparación con los horizontes que le subyacen, por lo que resalta como un carácter prominente: Esteban y Klappa, 1983.

Helictites (part of a speleothem): especie de varilla distorsionada de carbonato de calcio que se encuentra en las cavernas: Esteban y Klappa, 1983, AGI.

Host material: material de cualquier composición, textura, edad y origen: Esteban y Klappa, 1983.

Kamenitzas (solution pans, rock pools): depresiones pequeñas (más de tres metros de diámetro y más de un metro de profundidad) con un fondo plano, que se encuentran al nivel de las superficies calcáreas: Esteban y Klappa, 1983.

Karst collapse breccia: cuerpos discretos construidos por acumulaciones superficiales y de subsuelo de brechas de carbonatos, formados por el desplome de los techos de las cavernas: Esteban y Klappa, 1983.

Karst facies: definición para geólogos: “Karst es una facies diagenética, una huella en cuerpos de carbonatos expuestos subaéreamente, producidos y controlados por la disolución y migración de carbonato de calcio en aguas meteóricas, que ocurren en una gran variedad de condiciones climáticas y tectónicas, y generalmente distinguibles por un paisaje que puede ser reconocido”: Esteban y Klappa, 1983.

Lapies (part of a surface landform=Karren): “Una cierta parte de las tierras del karst dinámico que ofrece muchas dificultades para el tránsito; estas son regiones de lapies, son superficies cubiertas de surcos y crestas, que son evitadas por el hombre y las bestias”. Los lapies se desarrollan en las superficies de la caliza pura y como se ha indicado consisten en canales angostos o surcos, entre los

cuales hay crestas o estrías, muchas de ellas a menudo cortantes, menos frecuentemente redondeadas en su contorno. Los canales usualmente varían de 1.5 a 3 pies de profundidad pero algunos llegan a tener de 6 a 10 pies, o hasta 16 a 20 pies; excepcionalmente hay canales en los lapies de 30 a 40 pies de profundidad: Esteban y Klappa, 1983, y AGI.

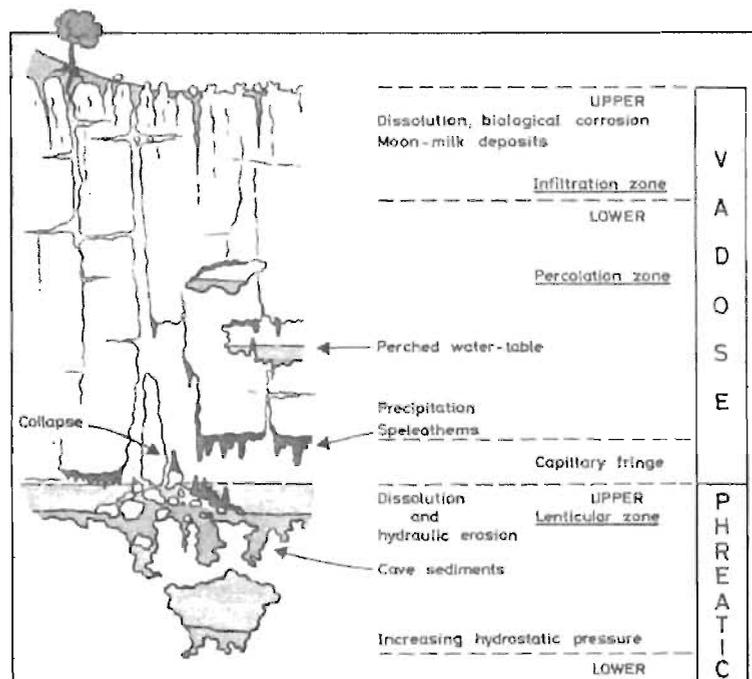
Lenticular (upper phreatic): zona caracterizada por una formación intensa de cuevas subhorizontales debido a la erosión hidráulica y a la disolución, como un resultado de la corrosión ‘mezclada’ y el incremento de la presión hidrostática: Esteban y Klappa, 1983.

Lichen structures: los carbonatos expuestos subaéreamente son cubiertos comúnmente con líquen (algas y hongos): Esteban y Klappa, 1983.

Microcodium gluck: prismas de calcita alargados con forma de pétalo, o bien elipsoides de 1 mm o menos en su dimensión más larga, agrupados en racimos de forma esférica o campana: Esteban y Klappa, 1983.

Moon-milk (part of a speleothem): espeleotema de la zona vadosa que resulta de la corrosión y degradación de las paredes, depósito de grano fino formado de agujas sin orientación definida de calcita con bajo contenido de Mg : Esteban y Klappa, 1983.

Nodular caliche: formado de glóbulos que consisten de concentraciones discretas de carbonato de calcio, polvorizadas a endurecidas, incluidas en una matriz menos rica en carbonato: Esteban y Klappa, 1983.



Perfil idealizado de un karst antigénico. Esteban y Klappa, 1983, fig. 5.

Percolation (lower vadose): zona caracterizada por un movimiento vertical del agua a través de los canales preexistentes: Esteban y Klappa, 1983.

Phytokarst: (término propuesto por Folk, 1973)-“Black-coated jagged pínchales marked by delicate, lacy dissection that lacks any gravitational orientation.”.

Especie de esponja de pináculos rasgados formados por la disolución de carbonatos por la influencia de plantas: Esteban y Klappa, 1983.

Platy caliche: invariablemente ocurre debajo del horizonte del “hardpan”; en perfiles que no tienen el “hardpan”, se presenta en el horizonte calcáreo más superior o debajo de la cubierta más reciente de suelo: Esteban y Klappa, 1983.

Polje (part of a surface landform)=interior valley en Jamaica: tipo de depresión cerrada por todos sus lados, es el poljen (un término croata), los hoyos burdos con lados empinados y fondos nivelados suavemente, sin una inclinación definida. Pueden ser secos, o periódicamente inundados u ocupados por lagos, esta última clase es la más frecuente”. Otra definición es: depresión grande y aislada, generalmente de varias millas de longitud y anchura, que tiene en su fondo aluvión plano y paredes inclinadas (Jamaica): Esteban y Klappa, 1983, y AGI.

Rillenkarren and rinnen karren (solutionrunnels): ‘arroyuelos’ de disolución, de aspecto cortante, cincelados finamente, de 1 a 2 cm de anchura y profundidad, o de 20 a 50 cm o más de anchura y 20 m o más de longitud, formando una orientación pendiente abajo (gravitacional) a lo largo de pendientes raídas: Esteban y Klappa, 1983.

Rimstone (part of a speleothem): término sugerido por W. M. Davis para describir depósitos calcáreos en las orillas de los estanques desbordados: Esteban y Klappa, 1983, AGI.

Stalactites (part of a speleothem): depósito de minerales cilíndrico o cónico, que generalmente esta formado por calcita o aragonita, que cuelga del techo de una caverna: Esteban y Klappa, 1983, AGI.

Stalagmites (part of a speleothem): columnas o lomos de carbonato de calcio que se levantan del piso de una caverna, formadas por agua saturada de carbonato de calcio que gotea de las estalactitas de encima: Esteban y Klappa, 1983, AGI.

Subaerial exposure: emersión de la superficie de un terreno: Esteban y Klappa, 1983

Submarine exposure surfaces: sedimentos carbonatados o rocas que expuestos en el fondo marino por debajo del límite de influencia del oleaje: Esteban y Klappa, 1983.

Teppe or pseudo-anticline structures: pseudo-anticlinales de caliche, comunes en las facies de caliche, pero que pueden ocurrir en general en ambientes marinos y costeros: Esteban y Klappa, 1983.

Transitional horizon: se refiere a la zona entre el material huésped no alterado y los horizontes sobreyacentes de caliche, que no tienen macroscópicamente características inherentes y distinguibles del material huésped: Esteban y Klappa, 1983.

Uvala (part of a surface landform): forma intermedia entre la dolina y el polje. La uvala es larga, como un hundimiento tosco en el karst con piso disparejo formado por el rompimiento de las paredes entre una serie de dolinas: Esteban y Klappa, 1983, AGI.

Vermicular texture: red densa de tubos micríticos, colocados dentro de una matriz micrítica que da lugar a una textura vermicular ‘en forma de espagueti’ cuando se ve en lámina delgada: Esteban y Klappa, 1983.