

00383

Universidad Nacional Autónoma de México



**UNIDAD DE CICLOS PROFESIONALES Y DE POSGRADO
COLEGIO DE CIENCIAS Y HUMANIDADES**

Programa del Posgrado en Ciencias de la Tierra

**Origen, diagénesis e importancia petrolera
de la secuencia carbonatada del límite
Cretácico-Terciario en el sureste de México**

719662

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

presenta

José Manuel Grajales Nishimura

2001



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.

CONTENIDO

Pág.

Reconocimientos	xiv
RESUMEN	1
ABSTRACT	2
CAPÍTULO I	
1. INTRODUCCIÓN	3
Planteamiento del problema	3
Objetivos	5
Estudios previos sobre la geología de la brecha de carbonatos del Sureste de México	5
Depósitos de alta energía del límite KT en la región del Golfo de México	6
CAPÍTULO II	
2. METODOLOGÍAS	11
Trabajo de Campo	11
Estudios petrográficos	13
Determinaciones micropaleontológicas	13
Microsonda Electrónica y MEB	13
Elementos traza y mayores	14
Isótopos radiogénicos y estables	14
Estratigrafía isotópica de estroncio	15

CAPÍTULO III

3. ESTRATIGRAFÍA DEL LÍMITE K/T EN AFLORAMIENTOS DE GUAYAL Y BOCHIL	16
Paleogeografía y geología regional	16
<i>Tabasco</i>	18
<i>Chiapas</i>	21
<i>Campeche</i>	21
<i>Yucatán</i>	23
<i>Quintana Roo</i>	23
Estratigrafía de las rocas del límite K/T en secciones superficiales de Tabasco y Chiapas	24
<i>Sección El Guayal</i>	24
Unidad 1	25
<i>Litoestratigrafía</i>	25
<i>Petrografía</i>	27
<i>Bioestratigrafía</i>	30
<i>Ambiente de depósito</i>	30
<i>Geoquímica e Isotopía</i>	31
Metodología de trabajo	31
Geoquímica de las calizas	33
Composición isotópica	35
Discusión de resultados	38
Sumario	41
Unidad 2. Brecha Inferior	42
<i>Litoestratigrafía y petrografía</i>	42
<i>Bioestratigrafía</i>	45
<i>Ambiente de depósito</i>	45
Unidad 3. Microbrecha	46
<i>Litoestratigrafía y petrografía</i>	46
<i>Mineralogía exótica de la unidad 3</i>	46
<i>Edad y ambiente de depósito</i>	52
<i>Geoquímica de la secuencia con material bentonítico</i>	52
Unidad 4. Margas y calizas hemipelágicas	55
<i>Litoestratigrafía</i>	55
<i>Edad y ambiente de depósito</i>	59

	Pág.
Sección Bochil	61
Unidad 1. Calizas hemipelágicas y margas	61
Unidad 2. Brecha inferior	63
<i>Litoestratigrafía</i>	63
<i>Bioestratigrafía y ambiente de depósito</i>	63
Unidad 3. Microbrecha	64
<i>Litoestratigrafía</i>	64
<i>Bioestratigrafía y ambiente de depósito</i>	65
<i>Mineralogía exótica y anomalía de iridio</i>	65
Unidad 4. Calizas y margas hemipelágicas	65
<i>Litoestratigrafía, bioestratigrafía y ambiente de depósito</i>	65

CAPÍTULO IV

4. ESTRATIGRAFÍA DEL LÍMITE K/T EN LA PLATAFORMA DE YUCATÁN	69
Introducción y litología	69
La brecha del límite K/T en los pozos Yucatán-1 y Yucatán-4	69
<i>Análisis estratigráfico y petrográfico</i>	70
Relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las evaporitas cretácicas	71
Petrografía e isotopía de Sr	74
Discusión sobre la edad de las brechas y de la secuencia evaporítica	82
<i>La brecha del nivel inferior</i>	82
<i>La brecha del nivel superior</i>	84
<i>Edad de la secuencia evaporítica</i>	84

CAPÍTULO V

5. ESTRATIGRAFÍA DEL LÍMITE K/T EN EL SUBSUELO DE LA PLATAFORMA MARINA DE CAMPECHE: COMPARACIÓN CON ANÁLOGOS DE SUPERFICIE	87
Unidad 1. Calizas y margas hemipelágicas	89
<i>Litoestratigrafía y petrografía</i>	89
<i>Bioestratigrafía y edad</i>	89
<i>Ambiente de depósito</i>	90
Unidad 2. Brecha inferior	90
<i>Litoestratigrafía y petrografía</i>	90
<i>Bioestratigrafía y edad</i>	91
<i>Ambiente de depósito</i>	91
Unidad 3. Microbrecha, arenisca, limolita y arcilla	98
<i>Litoestratigrafía y petrografía</i>	98
<i>Mineralogía exótica</i>	101
Unidad 4. margas y calizas hemipelágicas	101
<i>Litoestratigrafía</i>	101
<i>Edad y ambiente de depósito</i>	102

CAPÍTULO VI

6. LAS MICROFACIES Y PROCEDENCIA DE LOS FRAGMENTOS DE LA BRECHA	103
1. Microfacies con <i>Microcodium</i>	105
2. Microfacies con mudstone peletífero	106
3. Microfacies con orbitolínidos	107
4. Microfacies con discórbidos y miliólidos	108
5. Microfacies con fragmentos de fósiles de aguas someras	109
6. Microfacies con alveolínidos	110
7. Microfacies con macroforaminíferos	112
8. Microfacies con foraminíferos planctónicos	115
9. Microfacies con fragmentos de dolomías	116
10. Microfacies con fragmentos de evaporitas tipo sabkha	117

CAPÍTULO VII

7. SEDIMENTOLOGÍA DE LA SUCESIÓN SEDIMENTARIA CARBONATADA CLÁSTICA DEL LÍMITE K/T	118
Los procesos de formación de brechas y megabrechas carbonatadas	118
<i>Brecha de disolución y de colapso</i>	118
<i>Brecha cárstica</i>	118
<i>Brecha de talud y otros depósitos de brecha</i>	119
<i>La sismicidad y tormentas como mecanismos exógenos</i>	120
Origen de la secuencia sedimentaria carbonatada clástica del límite K/T	121
<i>Edad</i>	122
<i>Ambiente de depósito</i>	122
<i>Contenido de materiales exóticos</i>	122
<i>El origen del vidrio y minerales asociados</i>	125
<i>Los tsunamis</i>	125
Subdivisión de la sucesión carbonatada clástica del límite K/T	127
<i>Litofacies 1. Brecha inferior</i>	128
<i>Ambiente de depósito</i>	134
<i>Comparación y/o relación con otras litofacies</i>	134
<i>Litofacies 2. La brecha balística</i>	135
<i>Ambiente de depósito</i>	137
<i>Comparación con otras litofacies y localización</i>	139
<i>Litofacies 3. La capa de expulsión ("ejecta layer")</i>	139
<i>Ambiente de depósito</i>	141
<i>Comparación con otras litofacies</i>	144
<i>Litofacies 4. La brecha conglomerática superior</i>	145
<i>Ambiente de depósito</i>	147
<i>Comparación con otras litofacies y localidades</i>	149
<i>Litofacies 5. La capa de arcilla</i>	149
<i>Ambiente de depósito y posición estratigráfica</i>	151
Modelos para entender los mecanismos de sedimentación	152
<i>Mecanismos de sedimentación de la brecha inferior</i>	152
<i>Mecanismos de sedimentación de la brecha balística</i>	156
<i>Mecanismos de sedimentación de la capa de expulsión (ejecta layer), de la brecha superior y de la capa de arcilla</i>	159

	Pág.
CAPÍTULO VIII	
8. DIAGÉNESIS, DOLOMITIZACIÓN Y DESARROLLO DE POROSIDAD EN LA SECUENCIA CARBONATADA CLÁSTICA DEL LÍMITE K/T EN EL SUBSUELO DE LA PLATAFORMA MARINA DE CAMPECHE	165
Los tipos de porosidad en los fragmentos de la brecha inferior	165
a) Porosidades primarias y/o secundarias heredadas de ambientes someros	166
b) Porosidades debidas a disolución en ambientes diagenéticos de sepultamiento	167
c) Porosidad debida a fracturas por sepultamiento y/o heredadas	174
c) Fracturamiento tardío no cementado asociado a eventos tectónicos que formaron el anticlinal de Cantarell	175
Los tipos de cemento en los poros y fracturas de la brecha inferior	175
Dolomitización: Petrografía y geoquímica	176
1) Dolomita de la capa de expulsión ("ejecta")	183
<i>Ocurrencia, petrografía y química</i>	183
2) Dolomita de reemplazamiento de la brecha superior	184
<i>Ocurrencia, petrografía y química</i>	184
3) Dolomita de los fragmentos de dolomía de la brecha superior e inferior	184
<i>Fragmentos de dolomía cristalina fina (microdolomía)</i>	184
<i>Fragmentos de dolomía cristalina mediana y gruesa</i>	186
4) y 5) Dolomita de reemplazamiento y dolomita barroca como cemento de la brecha inferior	186
<i>Ocurrencia</i>	186
<i>Petrografía</i>	186
<i>Química, isotopía e inclusiones fluidas</i>	187
<i>Elementos mayores y traza</i>	189
<i>Isótopos de Sr</i>	189
<i>Microtermometría y salinidad de las inclusiones fluidas</i>	192

	Pág.
Cronología de eventos diagenéticos	194
<i>La brecha inferior</i>	194
<i>La brecha superior</i>	197
<i>El sello o material de expulsión (ejecta)</i>	200
Dolomitización por fluidos de sepultamiento vs dolomitización por agua de mar neógena o agua de mar modificada	203
<i>Dolomitización de la brecha inferior</i>	205
<i>La concentración de Fe, Mn y Sr en las dolomitas</i>	206
<i>La salinidad de las inclusiones fluidas</i>	207
<i>Isótopos de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr en dolomitas y el fallamiento inverso en el Campo Cantarell</i>	208
<i>Convección térmica</i>	210

CAPÍTULO IX

9. IMPORTANCIA ECONÓMICA DE ESTRUCTURAS DE IMPACTO Y DE LAS BRECHAS DEL LÍMITE K/T	214
El potencial económico de cráteres de impacto	214
<i>Los depósitos progenéticos</i>	214
<i>Los depósitos singenéticos</i>	215
<i>Los depósitos epigenéticos</i>	215
Hidrocarburos en estructuras de impacto	216
Las brechas del límite K/T del SE de México	218
Importancia petrolera de las brechas del límite K/T	219
Distribución de las brechas del límite K/T	221

CAPÍTULO X

10. DISCUSION FINAL Y CONCLUSIONES	225
Sedimentología y estratigrafía	225
Dolomitización	226
Importancia económico-petrolera	227
 REFERENCIAS	 229

Lista de figuras		Pág.
Fig. 1	Localidades de afloramientos del límite K/T	7
Fig. 2.	Reconstrucción paleogeográfica regional del límite K/T	17
Fig. 3	Mapa paleogeográfico del Maastrichtiano Tardío del Sureste de México	19
Fig. 4	Distribución esquemática de las provincias geológico-petroleras del Sureste de México	20
Fig. 5	Mapa de localización de las columnas estratigráficas	22
Fig. 6	Columna estratigráfica del límite K/T en Guayal, Tab.	26
Fig. 6a	Posición de las muestras con estudios geoquímicos en la columna estratigráfica de Guayal, Tab.	28
Fig. 7	Características petrográficas de la Unidad I. Caliza hemipelágica, Guayal, Tab.	29
Fig. 8	Fotografía de microfósiles de la Unidad I, caliza hemipelágica Maastrichtiano Medio-Tardío de Guayal, Tab.	32
Fig. 9	Gráfica de la concentración de CaCO ₃ , K, Sr y Mg vs posición estratigráfica de muestras de caliza maastrichtiana de Guayal, Tab.	36
Fig. 10	Gráfica de ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr versus edad de la caliza maastrichtiana de Guayal, Tab.	37
Fig. 11	Gráfica de Mn versus Sr/Ca de la caliza maastrichtiana de Guayal, Tab.	39
Fig. 12	Gráfica de los datos de isótopos estables vs posición estratigráfica, caliza maastrichtiana de Guayal, Tab.	40
Fig. 13	Fotografías de microfósiles de la brecha de la Unidad 2, brecha inferior	43
Fig 13 a.	Fotografía de la matriz de micrita con fósiles planctónicos de la Unidad 2, brecha inferior	44
Fig. 14	Fotografías de materiales de impacto de la unidad 3, microbrecha, límite K/T de Guayal, Tab.	47-48
Fig. 15	Fotografía de lapilli acrecionario y minerales asociados de la unidad 3, microbrecha, límite K/T, Guayal, Tab.	49-50
Fig. 16	Gráfica de las variaciones de Si, Al, Mn, Fe, Ni y Nb en la secuencia del límite K/T, Guayal, Tab.	56
Fig. 16 a	Gráfica de las variaciones de Ca, Mg, K, P, Ti y Ba en la secuencia del límite K/T, Guayal, Tab.	57
Fig. 17	Gráfica de mezcla binaria de los datos geoquímicos de la secuencia carbonatada-clástica del límite K/T, Guayal, Tab.	58
Fig. 18	Fotografía del contenido arcilloso y faunístico de rocas del límite K/T, Guayal, Tabasco	60

		Pág.
Fig. 19	Columna estratigráfica del límite K/T, Bochil, Chis.	62
Fig. 20	Litofacies de la columna estratigráfica de Bochil, Chis.	66
Fig. 21	Fotografía de materiales de impacto en la capa de expulsión del límite K/T, Bochil, Chis.	67
Fig. 22	Sección de correlación litoestratigráfica de los pozos Yucatán-4 y Yucatán-1	72
Fig. 23	Fotografía de fragmentos de anhidrita y vidrio de fusión, Pozo Yucatán-1	73
Fig. 24	Curva de Sr isotópico del agua de mar para el periodo 50-100 Ma	77
Fig. 25	Fotografía de lámina delgada con textura tipo "chicken wire" en el núcleo-10 del pozo Yucatán-4	78
Fig. 26	Gráficas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y edad contra profundidad del Pozo Yucatán-4	79
Fig. 27	Gráficas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y edad contra profundidad del Pozo Yucatán-1	80
Fig. 28	Columna estratigráfica compuesta del subsuelo de la Sonda Marina de Campeche	88
Fig. 29	Fotografía de porosidad fenestral en la brecha calcárea del límite K/T, Sonda Marina de Campeche	93
Fig. 30	Fotografía de litoclastos de la brecha calcárea del límite K/T, Sonda Marina de Campeche	94
Fig. 31	Fotografía con detalle de fragmentos de evaporitas, brecha calcárea del límite K/T, Sonda Marina de Campeche	95
Fig. 32	Fotografía de litoclastos de dolomías en la brecha calcárea del límite K/T en el Pozo Bacab-1, Sonda Marina de Campeche	96
Fig. 33	Fotografía con ejemplos de fracturas en la brecha calcárea del límite K/T, pozos C274D N2, N3; C-2094D N2, Sonda Marina de Campeche	97
Fig. 34	Fotografía del material de impacto en la capa de expulsión del límite K/T, Sonda Marina de Campeche	99
Fig. 35	Fotografía de vidrio alterado y cuarzo con estructuras planares de deformación, capa de expulsión del límite K/T, Sonda Marina de Campeche	100
Fig. 36	Microfacies y su posición en la secuencia idealizada de las facies de Wilson de los clastos de la brecha del límite K/T, Sonda Marina de Campeche	104
Fig. 36 a	Microfacies con <i>Microcodium</i>	105
Fig. 36 b	Microfacies con mudstone peletífero	106
Fig. 36 c	Microfacies con orbitolínidos	107
Fig. 36 d	Microfacies con discórbidos y miliólidos	108

	Pág.	
Fig. 36 e	Microfacies con fragmentos con fósiles de aguas someras	109
Fig. 36 e-1	Microfacies con fragmentos con fósiles de aguas someras	109
Fig. 36 f	Microfacies con alveolínidos	110
Fig. 36 f-1	Microfacies con alveolínidos	110
Fig. 36 f-2	Microfacies con alveolínidos	110
Fig. 36 f-3	Microfacies con alveolínidos	111
Fig. 36 f-4	Microfacies con alveolínidos	111
Fig. 36 g	Microfacies con macroforaminíferos	112
Fig. 36 g-1	Microfacies con macroforaminíferos	113
Fig. 36 g-2	Microfacies con macroforaminíferos	113
Fig. 36 g-3	Microfacies con macroforaminíferos	113
Fig. 36 g-4	Microfacies con macroforaminíferos	114
Fig. 36 g-5	Microfacies con macroforaminíferos	114
Fig. 36 h	Microfacies de foraminíferos planctónicos	115
Fig. 36 i	Microfacies con fragmentos de dolomías	116
Fig. 36 j	Microfacies con fragmentos de evaporitas tipo sabkha	117
Fig. 37	Sección de correlación estratigráfica regional de la brecha calcárea del límite K/T en el Sureste de México	130
Fig. 37a	Sección de correlación estratigráfica de las columnas del subsuelo de la Sonda Marina de Campeche y las secciones de afloramientos del límite en Tabasco y Chiapas	131
Fig. 38	Mapa de distribución de litofacies del evento del límite K/T en el Sureste de México	136
Fig. 39	Fotografía de fragmentos y bloques de dolomía en Alvaro Obregón, Quintana Roo	142
Fig. 40	Fotografías de lámina delgada que muestra la transición arcilla-micrita, límite K/T, Guayal, Tab.	146
Fig. 41	Fotografía de la brecha o conglomerado superior, pozos Balam-101 N1 y Bacab-1 N1, Sonda Marina de Campeche	148
Fig. 42a-e	Modelo esquemático de sedimentación para las diferentes litofacies del límite K/T, Sureste de México	153-155
Fig. 43	Fotografías de diversas texturas y rasgos de porosidad en muestras de núcleo de pozos del Campo Cantarell	168
Fig. 44	Fotografías de muestras pulidas con vugulos de núcleos de pozos del Campo Cantarell	169
Fig. 45	Fotografías de fracturas y estilolitas en la brecha calcárea del límite K/T, Pozo C-418D N2	170

		Pág.
Fig. 46	Fotomosaico de cemento de dolomita barroca y dolomita de reemplazamiento, Pozo C-2052 N1	171
Fig. 47	Imágenes de MEB de fracturas cementadas por dolomita y microfracturas que cortan el cemento	172
Fig. 48	Fotografía con ejemplos de vúgulos parcialmente cementados por dolomita, anhidrita y/o calcita	177
Fig. 49	Fotomosaico de dolomita de reemplazamiento y cementos de dolomita y calcita. Luz Natural y Catodoluminiscencia, Pozo C-2052 N1	178
Fig. 50	Fotografía de vúgulos parcialmente cementados por dolomita y cuarzo, Pozo C-46D N1	179
Fig. 51	Tipos de dolomita presentes en tres niveles estratigráficos de la secuencia sedimentaria carbonatada del límite K/T, Campo Cantarell	180
Fig. 51a	Gráfica de Fe vs Mn de tres grupos de dolomitas del Campo Cantarell	181
Fig. 51b	Gráfica de MgO vs CaO de tres grupos de dolomitas del Campo Cantarell	182
Fig. 52	Fotografía de catodoluminiscencia de la dolomita de la capa de expulsión (ejecta). Pozo Balam-101 N1	185
Fig. 53	Fotografía de cemento de dolomita barroca precipitada en vúgulos, Pozo C-2074D N2	188
Fig. 54	Gráfica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en dolomitas vs distancia entre pozos del Campo Cantarell	191
Fig. 55	Histograma de temperaturas de homogenización de inclusiones fluidas en muestras del Campo Cantarell	193
Fig. 56	Esquema paragenético de los eventos diagenéticos identificados en las tres unidades dolomitizadas de la secuencia del límite K/T en el Campo Cantarell	195
Fig. 57	Fotografías de estilolitas y contactos suturados entre litoclastos de la brecha calcárea del límite K/T	196
Fig. 58	Fotografías de porosidad intercristalina e intracristalina en la brecha calcárea del límite K/T, Pozo C-269N1.	198
Fig. 59	Fotografías de zonas de disolución afectando a dolomita y calcedonia, Pozo C-246N1	199
Fig. 60	Fotografías de cemento acicular semirradial de aragonita (?) en el horizonte de calcarenita con material de expulsión (ejecta), Pozo C-227N1	201

	Pág.	
Fig. 61	Fotografía de catodoluminiscencia de la brecha superior, Pozo Bacab-1N1	202
Fig. 62	Sección geológica esquemática en la Sonda Marina de Campeche que muestra los posibles mecanismos de introducción de fluidos dolomitizantes a la brecha inferior	213

Lista de tablas

Tabla I	Datos geoquímicos de la caliza hemipelágica maastrichtiana de Guayal, Tab.	34
Tabla II	Datos geoquímicos de elementos mayores, Guayal, Tab.	53
Tabla III	Datos geoquímicos de elementos traza, Guayal, Tab.	54
Tabla IV	Datos isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en anhidritas del Pozo Yucatán-4	75
Tabla V	Datos isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en anhidritas y dolomitas del Pozo Yucatán-1	76
Tabla VI	Datos isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en mineral entero de dolomita, calcita, halita y anhidrita del Campo Cantarell	190
Tabla VII	Tipos de brecha del límite KT reportadas alrededor de la Península de Yucatán	222

APÉNDICES

Apéndice I.	Preparación y operación de las columnas de Sr Spec
Apéndice Ia.	Procedimiento de preparación de la muestra para análisis isotópicos de Sr
Apéndice II.	Tabla con datos químicos de la dolomita del sello (ejecta Layer), Pozo Balam-101 N1
Apéndice IIa	Tabla con datos químicos completos de la dolomita del Sello (ejecta), Pozo Balam 101 N-1
Apéndice III.	Tabla con datos geoquímicos de la dolomita euhedral de la brecha superior, Pozo Bacab- 1 N1
Apéndice IV.	Tabla con datos químicos de las dolomitas de la brecha inferior, Pozo C-2074D N3; Pozo Nix F19A; Pozo Nix F19B

Reconocimientos

Esta tesis se realizó principalmente gracias al Instituto Mexicano del Petróleo, a sus proyectos FIES-95-75-1, FIES-98-76-1 (D.00066), FIDPEMEX-CAA-0402/P.935 y D.0002 del Programa de Yacimientos Naturalmente Fracturados y a la generosidad invaluable de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Deseo agradecer a exfuncionarios y funcionarios del IMP y PEMEX, quienes me autorizaron permisos y apoyos para llevar a cabo la presente investigación: Dr. Francisco Barnés de Castro, Dr. Gustavo A. Chapela, Ing. Sergio Ayala Nieto, Dr. Alfredo Arriola Torres, Dra. Alma América Porres Luna, Dr. Esteban Cedillo Pardo, Ing. Antonio Alcántara, Ing. Baldomero Carrasco, Ing. Pablo Cruz Helú, Dr. Guillermo Pérez Cruz, Ing. Alfredo E. Guzmán, Ing. Mario Limón González, Ing. Rosalío Hernández e Ing. Alberto Aquino López.

Así mismo, doy las gracias por el apoyo desinteresado que recibí de mis amigos y compañeros de PEMEX e IMP: Jesús García Hernández, José Ruiz Morales, Rafael Romero, Crescencio Cabrera, Sergio Hernández, Juan Manuel Quezada Muñetón, Mario A. Guzmán, Ricardo Martínez Ibarra, Paty Padilla, Marcela Ugarte, Guillermo Aguilar, Cristóbal León (†), Mario Ernesto Vázquez, Juan Bermúdez, Ricardo Torres, Don Tomás Rodríguez y Felipe Lemus.

Debo agradecer a mis amigos y colegas "impactistas", en especial a Walter y Milly Alvarez, Philippe Claeys, Alan Hildebrand, Jan Smit y Bruce Fouke, quienes me enseñaron a reconocer y entender los fascinantes depósitos del límite K/T.

Expreso las gracias también a mis colegas del LUGIS e Institutos de Geología y Geofísica (UNAM): Peter Schaaf, Juan Julio Morales, Ma. del Sol Hernández, Gabriela Pichardo Solís, Elena Lounejeva, Faustino Morales, Barbara Martiny, Margarita Reyes, Lety Alva y Sonia Angeles; así como al personal administrativo del Instituto de Geología y Geofísica: Gustavo Tolson, Oscar Campos, Lulú Ramírez, Mary Alcayde, Lupita Maturano, Maru Malagón, Gloria Alba y Rosario Flores.

Por su tiempo, paciencia, sabiduría y por la revisión crítica al manuscrito doy sinceras gracias a los doctores Dante J. Morán Zenteno, Walter Alvarez, Jaime Urrutia Fucugauchi, Francisco Vega Vera, Peter Schaaf, Fernando Ortega, Esteban Cedillo Pardo y Elena Centeno.

Reconozco que me beneficié enormemente en diferentes aspectos de la asesoría cercana de Carmen Rosales, Gustavo Murillo y María Antonieta Sánchez. Con amor, especialmente agradezco a mi esposa Carmen y a mis hijas Mariana y Raquel, por su ayuda en la edición final de la tesis y los numerosos fines de semana y "puentes" que fueron aprovechados para terminar el manuscrito. A la memoria de mi madre, Doña Rosa Nishimura Sautto.

RESUMEN

Se presenta el resultado de estudios estratigráficos, sedimentológicos y diagenéticos en muestras de subsuelo y análogos de superficie (Chiapas, Tabasco, Quintana Roo) de la roca almacenadora de hidrocarburos (brecha) y sello (capa bentonítica) del Campo Cantarell y campos vecinos en el Sureste de México. La secuencia sedimentaria carbonatada clástica que incluye a la brecha y la capa bentonítica se depositó hace 65 Ma (límite Cretácico/Terciario) en la Sonda de Campeche como consecuencia del impacto en Chicxulub en la Plataforma de Yucatán. El modelo sedimentológico regional propuesto sostiene que la brecha se formó por mecanismos de sedimentación desencadenados por el impacto. Estos comprenden: **(a)** sismicidad formadora de terremotos que sacudieron el borde de la plataforma depositando bloques carbonatados sobre el suelo marino del Maastrichtiano Tardío; **(b)** sedimentación balística y **(c)** sedimentación por surgencia basal, que emplazaron fragmentos carbonatados hasta 300 km alrededor del cráter de Chicxulub; **(d)** formación de tsunamis que originaron corrientes de turbidez y/o flujos gravitatorios que mezclaron y redepusieron materiales previamente emplazados y **(e)** sedimentación por caída libre del material más fino, incluyendo el que contiene iridio en la capa arcillosa. Estudios de diagénesis realizados con petrografía de catodoluminiscencia, geoquímica isotópica, elementos traza e inclusiones fluidas permiten concluir que la dolomitización de la secuencia del límite K/T ocurrió en ambientes de sepultamiento profundo a temperaturas entre 80° y 120°C. La sedimentología y estratigrafía de la secuencia permite predecir la geometría de la brecha carbonatada en el yacimiento del Campo Cantarell y su distribución regional alrededor de la Península de Yucatán, con implicaciones importantes para la exploración petrolera en las aguas patrimoniales de México y áreas vecinas.

ABSTRACT

Stratigraphic, sedimentologic and diagenetic studies were performed on analog outcrop (Chiapas, Tabasco, Q. Roo) and core samples of the reservoir breccia and clayed bentonite seal of the Cantarell and nearby oil-fields offshore Campeche, southeastern Mexico. The clastic-carbonate sedimentary sequence that includes the reservoir and seal rocks was deposited 65 ma (Cretaceous/Tertiary boundary) in deep waters of outer platform environments. The proposed regional sedimentological model supports that the breccia was formed by sedimentological mechanisms induced by the Chicxulub impact on the carbonate-evaporite Yucatan Platform. The mechanisms are: **(a)** seismicity that gave place to earthquakes that shook the platform margin originating the deposits of carbonate blocks on the Late Maastrichtian sea floor; **(b)** ballistic sedimentation and **(c)** base surge sedimentation that emplaced carbonate fragments up to 300 km from the Chicxulub structure; **(d)** turbiditic currents and/or gravity flows induced by tsunamis that reworked previously emplaced materials, and **(e)** air-fall deposition of the finest grained material including that with Iridium present in the clay bed. Diagenetic studies based on cathodoluminescence petrography, isotope geochemistry, trace elements and fluid inclusions suggest that the dolomitization that affected the K/T boundary carbonate sequence took place under a deep burial diagenetic environment between 80° and 120°C. Results of the sedimentology and stratigraphy of the sequence help to show the local architecture of the breccia in the Cantarell field and its regional distribution around the Yucatan Platform. This regional distribution has important economic implications for offshore oil-exploration in the Mexican territorial waters and adjacent areas.

CAPÍTULO I

1. INTRODUCCIÓN

Planteamiento del problema

Los trabajos exploratorios de PEMEX en la Sonda Marina de Campeche comenzaron en el inicio de la década de los 70's. En 1975 fue perforado el Pozo Chac-1 que confirmó la presencia de hidrocarburos en brechas carbonatadas de esa región. A partir de 1979 dio inicio la etapa de desarrollo y explotación de los campos; los pozos perforados se han caracterizado por una alta producción de hidrocarburos. La mayoría de esos pozos fueron perforados en lo que ahora se conoce como el Complejo o Campo Supergigante de Cantarell que consiste de una estructura anticlinal afectada por fallas que dio lugar a 4 bloques limitados por fallas, estos bloques son: Akal, Nohoch, Chac y Kutz (Pemex- Exploración y Producción, 1999, pag. 15). Las rocas productoras de hidrocarburos en la Sonda de Campeche se encuentran en rocas de cuatro unidades estratigráficas principales: (1) arenas y dolomías del oxfordiano (2); calizas oolíticas del Kimmeridgiano, (3) calizas dolomitizadas del Cretácico Inferior-medio, y (4) brechas del Cretácico Superior-Paleoceno, siendo esta última unidad la más importante como roca almacenadora de hidrocarburos (Pemex- Exploración y Producción, 1999).

En los primeros trabajos sobre la geología de la brecha que produce hidrocarburos en la Sonda Marina de Campeche se consideró que su origen estaba ligado a procesos sedimentológicos normales que, por un lado, produjeron la erosión del borde de la plataforma y, por otro, el transporte del material erosionado hasta la base del talud donde fue depositado (Salas y López-Ramos, 1951; Meneses de Gyves, 1980; Santiago-Acevedo *et al.*, 1984).

Esta idea de que la brecha se formó a consecuencia de la erosión de la plataforma de Yucatán, se ha postulado en trabajos recientes pero no se menciona el proceso que dio lugar a esta erosión y su posterior transporte hasta su posición final al pie del talud de la plataforma (Pemex- Exploración y Producción, 1999, p. 18). Por otro lado, en otros informes internos para PEP se ha sugerido que el origen de la brecha está ligado a la erosión de múltiples plataformas aisladas carbonatadas del Cretácico Tardío dispersas en la región que ahora ocupa la Zona Marina de Campeche (Jesús García , comunicación personal). Asimismo, en trabajos recientes se ha sugerido que su gran porosidad cavernosa y vugular se debió a procesos cársticos (Gurpinar *et al.*, 2000).

En 1992 el grupo de investigación coordinado por el Profesor Walter Alvarez de la Universidad de California en Berkeley, que en aquel entonces trabajaba en el Noreste de México (Alvarez, 1997), discutió la posibilidad de estudiar a detalle los sedimentos carbonatados clásticos del límite K/T alrededor de la Plataforma de Yucatán, Chiapas y Tabasco. De esta manera, el Dr. Alvarez sugirió estudiar la geología del límite K/T en las regiones mencionadas. Con esta idea y conociendo que en la región de Campeche existen depósitos de hidrocarburos donde la roca almacenadora es una brecha carbonatada cuya edad y origen está todavía en discusión, asesorado por los doctores Dante J. Morán y Walter Alvarez, decidí estudiar el origen y edad de las mencionadas brechas. Además, considerando que la porosidad "cárstica" de la brecha tenía implicaciones geológicas muy importantes para el sur de México también se propuso realizar estudios diagenéticos que aportaran conocimiento sobre el origen de la dolomitización y la mencionada porosidad "cárstica".

Objetivos

Con base en lo anterior se fijaron como objetivos la interpretación sobre el origen, edad y características diagenéticas de la unidad de brechas carbonatadas que suprayacen a rocas del Cretácico superior e infrayacen a rocas del Paleoceno Inferior en el Sureste de México, incluyendo las que se encuentran en el subsuelo costa afuera del estado de Campeche.

Estudios previos sobre la geología de la brecha de carbonatos del Sureste de México

La brecha de carbonatos que nos ocupa ha sido reportada principalmente en afloramientos de la Sierra de Tabasco y Chiapas, así como costa afuera en el subsuelo de Campeche (Salas y López-Ramos, 1950; López-Ortíz, 1962; Meneses de Gyves, 1980; Santiago-Acevedo, 1980; Quezada-Muñetón, 1990; Hernández-García, 1993). En los primeros estudios se consideró a la brecha como de edad Cretácico medio, pero sin explicar su origen (Salas y López-Ramos, 1951). En trabajos posteriores se asignó a la brecha una edad Paleoceno basal y un ambiente de sedimentación poco profundo (Meneses de Gyves, 1980).

En trabajos más recientes se consideró que la brecha representaba depósitos normales de talud en el borde de una plataforma carbonatada y se le asignó indistintamente al Cretácico Tardío y/o al Paleoceno (Santiago-Acevedo, 1980; Quezada Muñetón, 1990). En trabajos posteriores se le denominó brecha Paleoceno-Cretácico Superior (Hernández-García, 1993), nombre que muestra claramente la incertidumbre con relación a la edad de estas brechas debido a que su posición estratigráfica sugiere una ubicación en el Cretácico Tardío o bien en el Paleoceno Temprano. Además de la brecha carbonatada del límite K/T, en las capas de carbonatos hemipelágicos del Cretácico Tardío y Paleoceno de Chiapas y Tabasco se observan interestratificados lentes delgados de brechas y

calcarenitas biógenas. Estos lentes de rocas clásticas tienen de 0.001 a 10 metros de espesor; los bloques de mayor tamaño en estas brechas tienen menos de un metro de diámetro. Esa sucesión de margas y/o calizas pelágicas con intercalación de capas delgadas de brechas es común en las secuencias del Cretácico y Paleoceno de Chiapas y Tabasco y confirman las reconstrucciones paleogeográficas realizadas por Michaud (1987) y Quezada-Muñetón (1990) que indican que las áreas donde se han reportado estas brechas en Chiapas y Tabasco estuvieron localizadas en el talud de una gran plataforma que esporádicamente aportaba sedimentos carbonatados de origen somero hacia las partes más profundas de la plataforma externa.

Por otro lado, en el noreste de México, donde la sedimentación en la Cuenca de Burgos era principalmente terrígena (Sohl *et al.*, 1991), se han reportado intercalaciones de areniscas con lutitas y/o margas tanto en el Cretácico Superior (Sohl *et al.*, 1991), como en el Terciario (Galloway *et al.*, 1991), lo que sugiere que la sedimentación terrígena del Cretácico Tardío continuó de manera semejante durante el Paleoceno. En esas localidades, el límite K/T está marcado por cuerpos de areniscas, generalmente de mayor espesor a las areniscas infra y suprayacentes, con esferulitas alteradas (tectitas), cuarzo de choque y la anomalía de Iridio (Alvarez *et al.*, 1992; Smit *et al.*, 1992; Smit *et al.*, 1996).

Depósitos de alta energía en el límite K/T en la región del Golfo de México

En la región del Golfo de México se han descrito dos tipos principales de depósitos sedimentarios de alta energía para el límite K/T: (1) en el NE de México, Texas y Alabama, el límite K/T consiste de una unidad clástica gruesa de alta energía de 1 a 4 metros de espesor, cuyo depósito se interpretó como una consecuencia del impacto en Chicxulub (Bourgeois *et al.*, 1988; Smit *et al.*, 1992; Alvarez *et al.*, 1992; Smit *et al.*, 1996) (Fig. 1). (2) En el Sureste de México, en las regiones de Chiapas y Tabasco, cerca de la antigua margen de la Plataforma Marina de Campeche, se ha reportado una brecha carbonatada caótica de varias

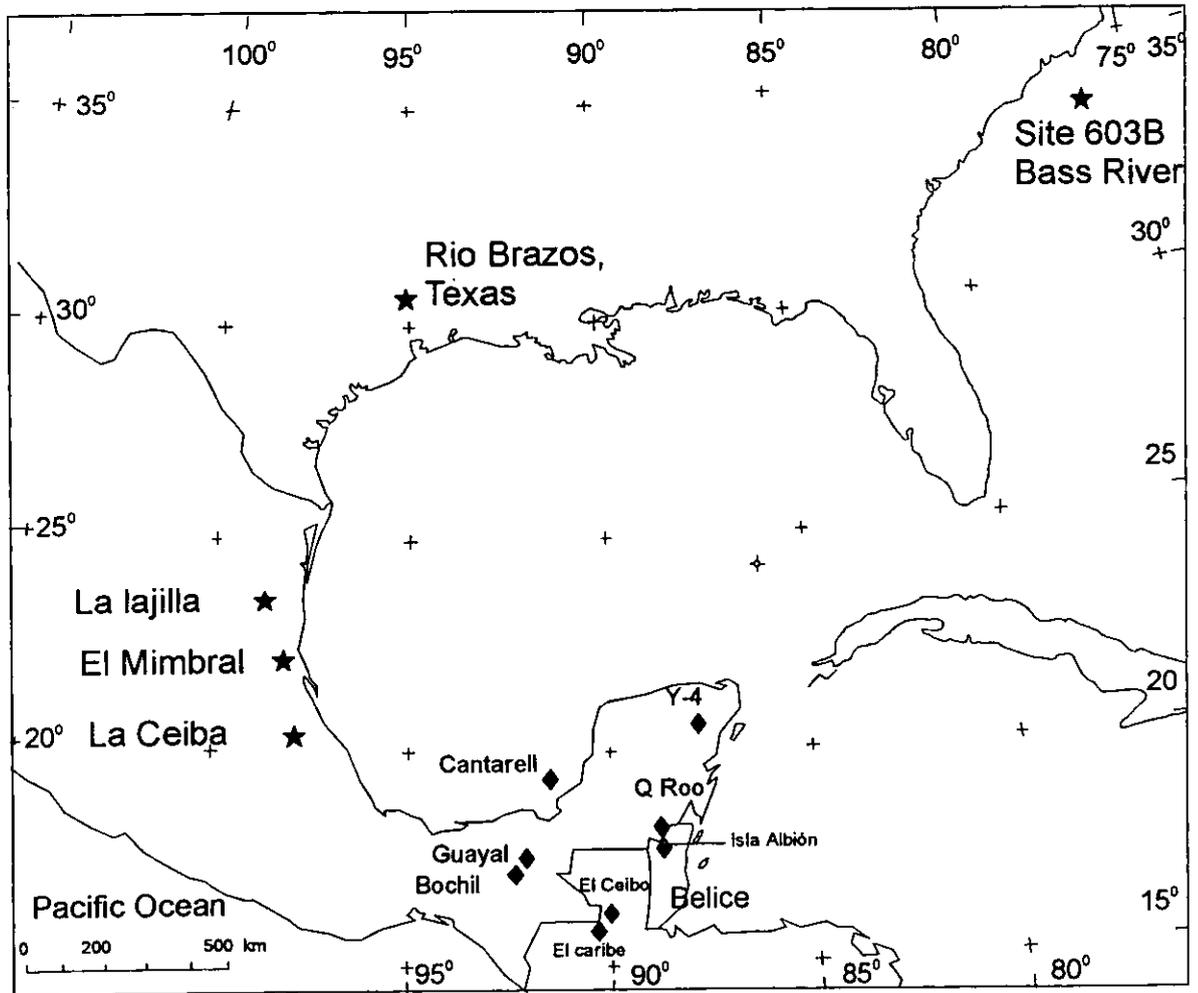


Figura 1. Localidades más importantes donde se han estudiado afloramientos clásticos del límite K/T en ambientes terrigenos (★) y ambientes de plataforma carbonatada (◆) y que se citan en este trabajo.

decenas de metros de espesor (Limón *et al.*, 1994; Montanari *et al.*, 1994; Grajales *et al.*, 1996). En Cuba también se ha reportado una brecha similar de edad K/T y que alcanza un espesor de hasta 450 metros (Pszczolkowski, 1986; Kiyokawa *et al.*, 1999; Takayama *et al.*, 1999).

Por otro lado, en Guatemala se han reportado brechas similares a las encontradas en Chiapas y Tabasco. En un afloramiento localizado en la población de El Caribe en Guatemala, Hildebrand *et al.*, (1993) reportaron una secuencia de rocas carbonatadas clásticas de 6 metros de espesor que se hace más fina hacia la parte superior, compuesta por fragmentos carbonatados de hasta 10 cm de diámetro en la base hasta calcarenitas en la cima y le ubican en el límite K/T. Para la región de El Petén, Stinnesbeck *et al.* (1997) reportaron también una secuencia con brecha de carbonatos en la base y arenas hacia la cima, asociada a material vítreo. Estos autores concluyen que la formación de la brecha ocurrió antes del límite K/T. Para la misma región de El Petén, en dos localidades (EL Ceibo y El Caribe), Fourcade *et al.* (1997) reportó una brecha de 2.5 metros de espesor con rudistas alveolínidos y algas dasicladáceas y asignó su origen a eventos tectónicos. En un trabajo posterior, el mismo autor reporta la sección de Actela que contiene 15 metros de brecha carbonatada y materiales más finos incluyendo vítreo y le asigna una edad del K/T (Fourcade *et al.*, 1998).

La unidad clástica reportada en el noreste de México fue interpretada originalmente como el producto de la erosión de un levantamiento breve (Muir, 1936). Recientemente, ha sido reinterpretada como una unidad sedimentaria que fue depositada rápidamente a consecuencia del paso de tsunamis (Smit *et al.*, 1992; Alvarez *et al.*, 1992b). La unidad basal de la secuencia arenosa gruesa contiene cuarzo de choque y esferulitas de tamaño milimétrico; algunas de éstas contienen un núcleo bien preservado de vidrio que fue fechado en 65 Ma por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Swisher *et al.*, 1992; Sharpton *et al.*, 1992). La unidad clástica arenosa gruesa se hace más fina hacia arriba y en la cima pasa a una

alternancia de capas de limo y arcilla de unos cuantos centímetros de espesor y termina con un horizonte formado por arcilla casi pura. Se ha reportado que las capas de arcillas están enriquecidas en Iridio (Smit *et al.*, 1996). Algunos autores han interpretado que la unidad clástica representa un depósito turbidítico (Bohor y Betterton, 1993, Bohor 1996). Otros autores argumentan que toda la secuencia no es de edad K/T y concluyen que fue depositada como relleno de canales en un periodo de varios cientos de miles de años antes del límite K/T (Stinnesbeck *et al.*, 1993; Keller *et al.*, 1993). Recientemente, en un pozo cortado en Bass River (New Jersey), Olsson *et al.* (1997) reportaron la capa basal de esferulitas sobreyaciendo directamente a sedimentos marinos del Maastrichtiano más tardío. Este último hallazgo demuestra claramente que la unidad de esferulitas fue depositada precisamente en el límite K/T sobre las margas del Maastrichtiano Tardío, y probablemente también las areniscas que sobreyacen a las tectitas e infrayacen a rocas del Paleoceno más temprano en localidades como La Ceiba, La Lajilla, El Mimbral y varios otros de Tamaulipas y Nuevo León (e.g. Alvarez *et al.*, 1992b; Longoria y Grajales, 1993; Smit *et al.*, 1996; Arz, *et al.*, 2000).

En el Sureste de México, sobre las plataformas carbonatadas de Yucatán y Chiapas-Tabasco, el límite K/T está marcado frecuentemente por una brecha carbonatada de decenas de metros de espesor que está compuesta por bloques que varían en tamaño desde unos pocos centímetros hasta varios metros. Esta brecha caótica ha sido interpretada como un depósito de talud normal (Salas y López-Ramos, 1951; López-Ortiz, 1962; Meneses de Gyves, 1980; Michaud, 1987; Quezada-Muñetón, 1990; Hernández-García, 1994) y en investigaciones posteriores como una brecha depositada en la base del talud, cuyo mecanismo de depósito fue inducido por el evento del límite K/T (Hildebrand *et al.*, 1993; Limón *et al.*, 1994; Montanari *et al.*, 1994; Grajales *et al.*, 1996, 1997; Pécheux y Michaud, 1997; Bralower *et al.*, 1998). En localidades cercanas al antiguo borde de la plataforma, la secuencia tiene estructura gradada y está compuesta en la base por brecha compuesta por bloques de calizas que contienen fragmentos de

rudistas y de carbonatos de aguas someras, seguido por brecha más fina con clastos evidentes de vidrio alterado y culmina con arena y arcillita con abundantes minerales con estructura lamelar.

En los afloramientos de Tabasco y Chiapas la secuencia clástica se depositó sobre calizas hemipelágicas y está cubierta por calizas pelágicas y margas. Inmediatamente encima de la brecha está una secuencia de 2 a 12 metros de espesor de arenas de grano medio, limos y arcillas. En la sección de Bochil, la arcilla localizada en la cima de la secuencia de limo y arcilla de tonos rojos a verdes que sobreyace a la brecha tienen una concentración de 1.5 ppb de Iridio (Montanari *et al.*, 1994). Recientemente se encontró esta anomalía de Iridio en la Sección de Guayal, Chiapas (P. Claeys, Comunicación personal).

CAPÍTULO II

2. METODOLOGÍAS

Trabajo de Campo

El trabajo de campo se realizó con el fin de hacer observaciones estratigráficas directas y estudiar la sedimentología de la secuencia carbonatada clástica que incluye la brecha de carbonatos. En las campañas de campo se realizaron mediciones con cinta y brújula y se colectaron las muestras para estudios petrográficos, micropaleontológicos y geoquímicos.

Entre las regiones visitadas está la región del Río Uzpanapa en los límites de los estados de Veracruz y Oaxaca. En este lugar se recorrieron varias secciones donde se encontraron rocas del Cretácico Tardío y del Terciario, pero debido a problemas estructurales y/o de vegetación, no se pudo observar claramente la unidad del límite K/T.

También se visitaron varios sitios en el Estado de Tabasco, cercanos a las regiones de Teapa, Tapijulapa y sur de Macuspana donde se observó la presencia de la brecha. De estas tres regiones de Tabasco, solo en esta última región, en la localidad de Guayal se encontró un afloramiento que exhibe la unidad carbonatada clástica con las unidades supra e infrayacentes, que permitieron estudiar todas las subunidades litoestratigráficas que son el objetivo de esta investigación. En las otras dos regiones, también es posible observar la brecha carbonatada, pero no el contacto con las unidades supra e infrayacentes.

Ese es el caso también de las localidades de Pasa Monos y Lomas Tristes, cercanas a Guayal, donde también se observa la brecha y las relaciones estratigráficas muestran claramente que se trata de una brecha semejante a la

que se localiza en Guayal, pero no es posible observar una sección que muestre de manera continua los contactos basal y superior de la unidad clástica.

En Chiapas se visitaron localidades cercanas a Tuxtla Gutiérrez como son los sitios cercanos a las poblaciones de Suchiapa, Nicolás Bravo-Río Santo Domingo, Julián Grajales, donde se observaron unidades del Maastrichtiano, del Terciario e incluso la brecha, pero no los contactos entre las litofacies supra e infrayacentes. También se visitó la región de Bochil, donde en un trabajo previo se había reportado la brecha carbonatada. En esta localidad se observa un espesor mayor a los 70 metros de la brecha y se observa muy bien el contacto con la parte basal del Terciario. Esta es una de las localidades estudiadas y reportadas en esta tesis.

También se visitó la región de Chetumal en el Estado de Quintana Roo, específicamente se estudiaron afloramientos a lo largo de la carretera que conduce de Chetumal a La Unión en la frontera con Belice. En esta localidad se observaron numerosos afloramientos de la brecha y de vidrio alterado, depositados sobre dolomías y evaporitas del Cretácico Tardío.

En el Estado de Campeche, a lo largo de la carretera que conduce de Chetumal a Escárcega, se observaron también afloramientos de la brecha mezclados con abundante material vítreo alterado. Finalmente, al sur de la Ciudad de Campeche, en las cercanías del sitio arqueológico de Edzna se encontraron también brechas asociadas a material arcilloso y bentonítico producto de la alteración de material vítreo. Estos depósitos fueron reportados previamente por Sigurdson *et al.* (1995).

Estos últimos afloramientos de Quintana Roo y Campeche sólo se estudiaron en el campo. Sin embargo, la presencia de estos afloramientos es importante para interpretar el origen de los mecanismo de sedimentación que los formaron. Por

ejemplo, conocemos los depósitos de brecha en Chetumal y Belice, pero no sabemos la relación que tienen con las brechas de la Zona Marina. En esta última localidad la brecha carbonatada se encuentra casi completamente dolomitizada y solamente un estudio estatigráfico-sedimentológico regional permitirá entender la distribución litológica de los fragmentos que componen la brecha y probablemente también la distribución de la porosidad "primaria" en esa unidad litoestratigráfica.

Estudios petrográficos

Se realizaron láminas delgadas de todas las muestras colectadas en el campo, incluyendo las muestras de Quintana Roo y Campeche. Además se laminaron alrededor de 150 muestras de núcleos de pozos del Campo Cantarell y los pozos Yucatán-1, Yucatán-4, y Yucatán-5A.

Determinaciones micropaleontológicas

Se realizaron estudios bioestratigráficos y petrográficos a detalle de secciones de campo y del subsuelo (Figura I-1; lámina) para definir con precisión el origen, la edad y el ambiente de depósito de la brecha, así como de las unidades litológicas asociadas. Las determinaciones micropaleontológicas fueron realizadas por Carmen Rosales, Antonieta Sánchez y Patricia Padilla del Instituto Mexicano del Petróleo.

Microsonda Electrónica y MEB

Para la obtención de imágenes de electrones retrodispersos y para los análisis químicos puntuales en dolomitas y calcitas se utilizó una Microsonda Cameca de la Universidad de Texas A & M con la asesoría cercana del Dr. Ray Guillemete de la misma universidad.

El Microscopio Electrónico marca Carl Zeiss y el microanalizador EDAX del Instituto Mexicano Petróleo, se utilizaron para obtener imágenes de electrones retrodispersos y algunos análisis exploratorios de energía dispersiva que se utilizaron para la identificación de especies minerales.

La Microsonda Electrónica del Museo de Historia Natural de Berlín a través del Dr. Phillippe Claeys nos proporcionó la química de elementos mayores para las dolomitas de la capa de expulsión del Pozo Balam-101.

Elementos traza y mayores

Se cuantificaron puntualmente elementos traza y mayores en dolomitas, calcitas y anhidritas de la brecha dolomitizada del subsuelo de Campeche, y de calizas maastrichtianas de la localidad de El Guayal. Asimismo se utilizaron análisis por fluorescencia de rayos-X de elementos mayores y traza obtenidos en roca entera (brecha y arenisca carbonatada con cantidades variables de vidrio y de otros materiales semifundidos y minerales con estructuras de choque) de muestras de la localidad de El Guayal. Estos análisis fueron realizados por Philippe Claeys del Museo de Historia Natural de Berlín.

Isótopos radiogénicos y estables

Los análisis isotópicos de Sr se realizaron en las instalaciones del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica de los Institutos de Geología y Geofísica con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica Finnigan MAT-262. La separación química del Sr se realizó utilizando columnas de separación de 2.3 centímetros para volúmenes de 0.3 ml de resina Sr-Spec de la Compañía ECom durante el desarrollo del Proyecto FIES-95-75-1 entre el Instituto Mexicano del Petróleo y el Instituto de Geología (Morán y Grajales, 1999). En el Apéndice 1 se presenta la metodología de laboratorio utilizada para los análisis isotópicos de Sr.

Los isótopos estables de Oxígeno y Carbono ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) se analizaron en la Universidad de Illinois en Urbana bajo la dirección del Dr. Bruce Fouke.

Estratigrafía isotópica de estroncio

Con el fin de fechar la secuencia de carbonatos de Guayal, Tabasco y las evaporitas marinas que encajonan a la unidad de brechas en los pozos Yuacatán-4 y Yucatán-1, se utilizó la técnica de fechamiento por correlación con la curva isotópica del agua de mar. Esta técnica de fechamiento comenzó a ser aplicada a raíz de la publicación de Burke *et al.* (1982), donde se presentó la primera curva que muestra las variaciones isotópicas del agua de mar a través del tiempo.

Posteriormente se ha utilizado con éxito en numerosas investigaciones sobre cronoestratigrafía y diagénesis entre estas se pueden citar los trabajos de: DePaolo e Ingram (1985); DePaolo (1986); Hess *et al.* (1986); Elderfield (1986); Miller *et al.* (1988); Veizer (1989) y McArthur (1994), entre otros. A esta metodología también se le conoce como estratigrafía isotópica de Sr o SIS por sus siglas en Inglés (Elderfield, 1986); McArthur, 1994). Esta técnica se aplicó recientemente en México para fechar algunas secuencias neógenas de Baja California (Morán y Grajales, 1999; Grajales y Carreño, 2000).

CAPÍTULO III

3. ESTRATIGRAFÍA DEL LÍMITE K/T EN AFLORAMIENTOS DE GUAYAL Y BOCHIL

Paleogeografía y geología regional

En la mayoría de los trabajos sedimentológicos, estratigráficos y paleogeográficos publicados se interpreta que durante el Maastrichtiano la Península de Yucatán actuaba como una plataforma somera donde ocurría sedimentación de carbonatos en sus márgenes y de sedimentación lagunar y evaporítica hacia el centro. Hacia el noroeste y norte de la Península las evaporitas decrecen en volumen y la sedimentación se hace cada vez más carbonatada hasta llegar a formar depósitos de calizas y margas (López Ramos, 1979, Santiago *et al.*, 1984). La Figura 2 es un mapa de reconstrucción paleogeográfica que muestra las localidades en donde se han estudiado rocas del límite K/T, tanto en posiciones de ambientes someros como profundos de aquel tiempo.

Al norte de la Península en la margen nororiental de la plataforma de Yucatán el núcleo 19 del sitio 95 de la perforación del DSDP Leg 10 encontró depósitos pelágicos y margosos de edad Maastrichtiano medio-Tardío (Sohl *et al.*, 1991) (Fig. 2). Asimismo, hacia el suroeste, sur y sureste de la plataforma de Yucatán, las evaporitas desaparecen para dar lugar a calizas pelágicas (Formación Jolpabuchil) y margas pelágicas (Formación Méndez). En la cima de estas unidades se tienen brechas que fueron depositadas sobre o al pie del talud de la margen de la plataforma (Meneses de Gyves, 1980; Quezada-Muñetón, 1990; Smit, 1999). Con base en la información publicada y la que se presenta en esta investigación, se interpreta que a fines del Maastrichtiano la Plataforma de Yucatán representaba una gran plataforma aislada, separada de la Plataforma de

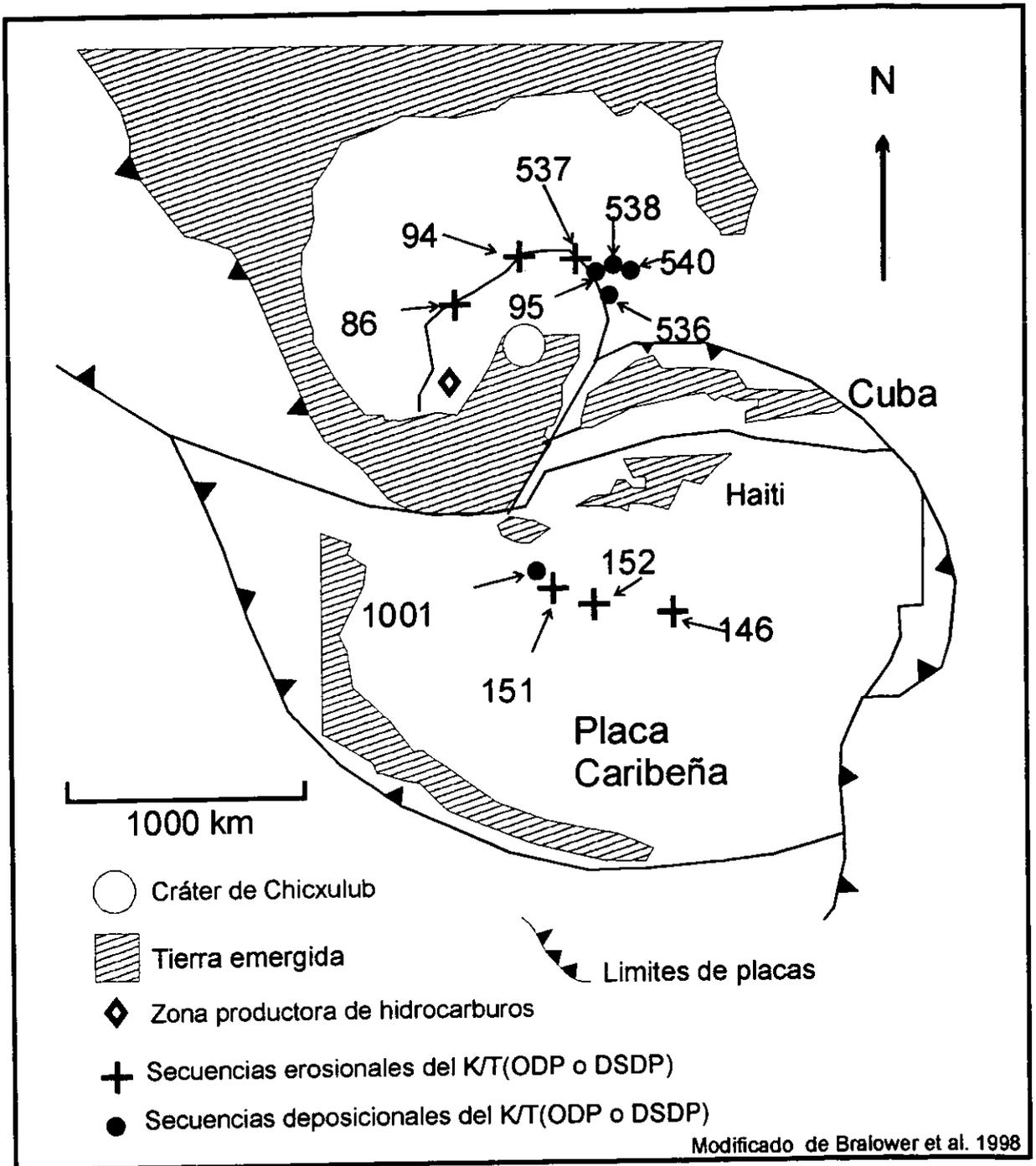


Figura 2. Reconstrucción paleogeográfica regional que ilustra las diferentes posiciones tectono-geográficas de áreas donde se han reportado rocas del K/T. También se muestran las localidades marinas perforadas bajo el proyecto DSDP, la zona productora de hidrocarburos en la Sonda de Campeche y la estructura de Chicxulub.

Chiapas-Tabasco por una depresión que representaba el talud de ambas plataformas. (Fig. 3)

Las secciones estudiadas están ubicadas en localidades específicas, pero en un área geográfica amplia que incluye a los estados de Tabasco, Chiapas, Campeche, Yucatán y Quintana Roo. Se estudiaron secciones de superficie y también del subsuelo.

Tabasco

La localidad de El Guayal (17° 32' 6.15" Latitud Norte, 92° 36' 15.1" Longitud Oeste), se localiza en la Provincia Geológica del Sureste de México, que incluye a la Sub-provincia Cuencas Terciarias del Sureste (López Ramos, 1979). La Cuenca de Macuspana del Terciario (Salas y López Ramos, 1951) se ubica en esta última sub-provincia y limita al sur con la porción norte de la sub-provincia geológica de la Sierra de Chiapas (López Ramos, 1979), también denominada Area Mesozoica de Chiapas-Tabasco (Santiago *et al.*, 1984) (Fig. 4). La sección de El Guayal está ubicada precisamente en las cercanías de este límite. En esta localidad se estudiaron en orden ascendente partes de las siguientes unidades litoestratigráficas: calizas pelágicas del Maastrichtiano equivalentes a la Formación Jolpabuchil (Quezada-Muñetón, 1990); brechas de carbonatos denominadas Brecha Lomas Tristes (Salas y López Ramos, 1951; López Ramos, 1979; Grajales *et al.*, 1996) y una secuencia de margas, lutitas y calizas delgadas del Paleoceno Temprano equivalentes a la Formación Lutitas Nanchital reportada por Quezada Muñetón (1990) en la porción Norte de la Sierra de Chiapas.

Los afloramientos de brecha de Guayal fueron estudiados inicialmente por Salas y López-Ramos (1951) quienes midieron un espesor de 10 metros en el Cerro Guayal y le asignaron una edad del Cretácico medio. Geólogos de PEMEX continuaron el estudio de la brecha carbonatada en localidades cercanas a

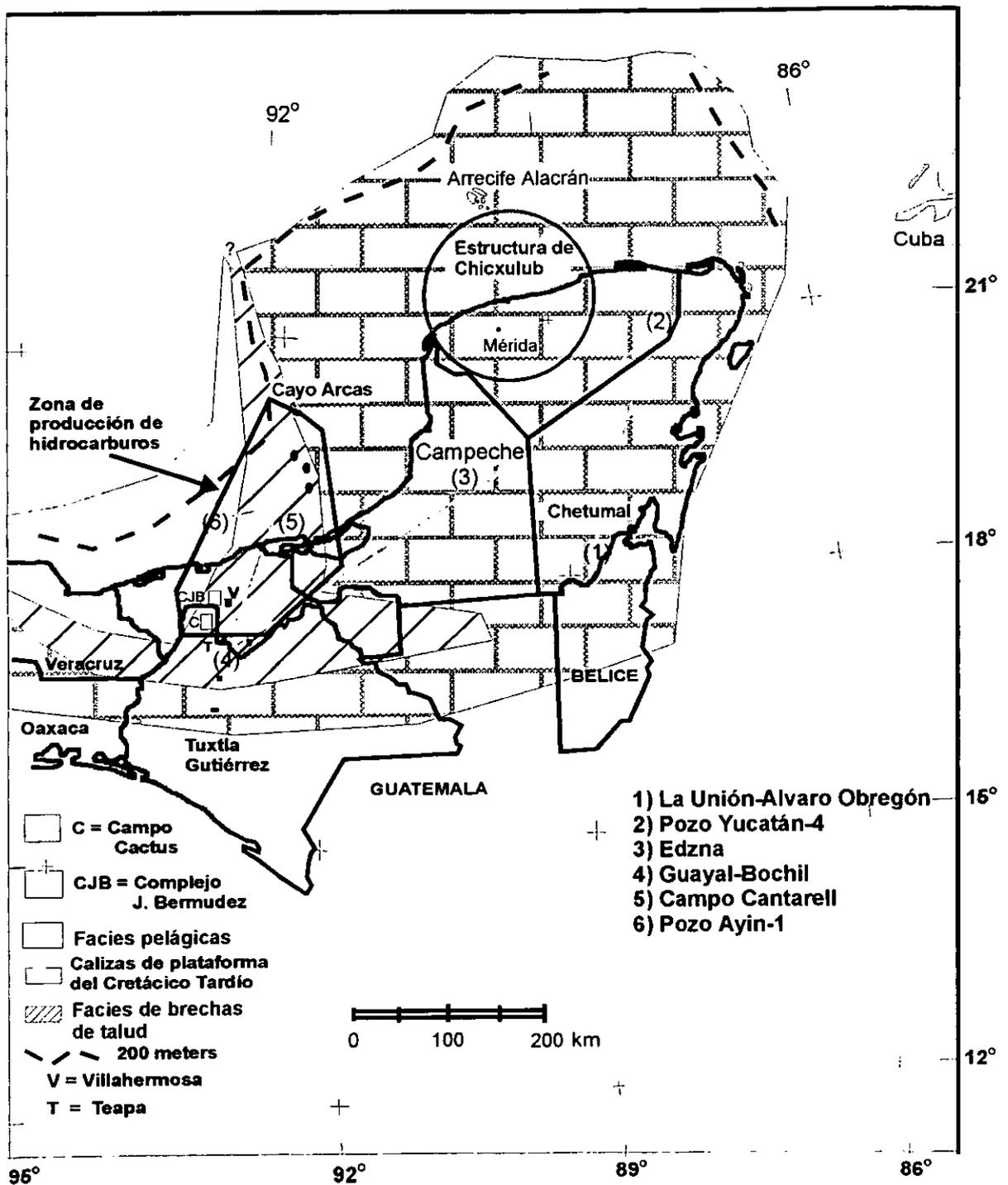


Figura 3.- Mapa paleogeográfico para el Maastrichtiano tardío del sureste de México. También están ubicadas las zonas de producción de hidrocarburos y las localidades estudiadas en esta investigación. En la región marina se produce petróleo de la brecha dolomitizada y de otras rocas del Terciario y Jurásico.

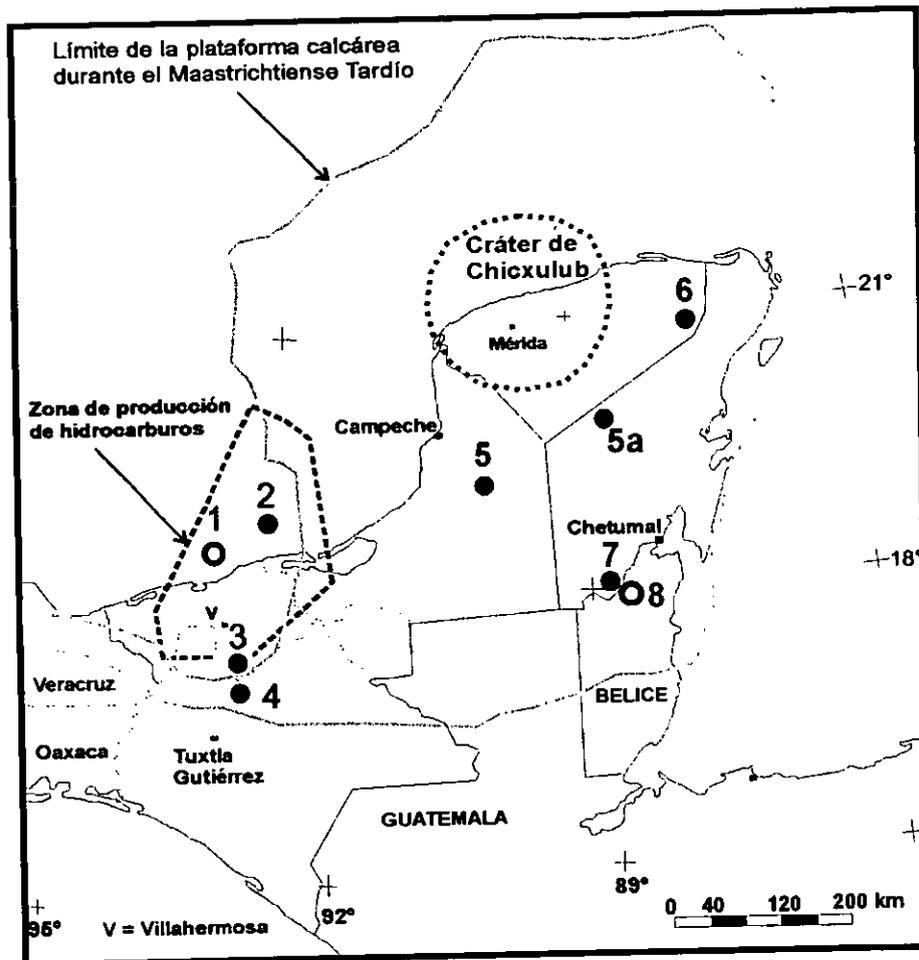


Fig. 4. Localización de columnas estratigráficas estudiadas (marcadas por círculos rojos) y de referencia para este trabajo. 1= Pozo Ayin-1 (Referencia), 2= Campo Cantarell, 3= Guayal, 4= Bochil, 5= Edzna, 5a = Pozo Yucatán-1, 6= Pozo Yucatán-4, 7= Quintana Roo y 8= Isla Albión, Belice.

Guayal como aquéllas de Puxcatán y de Pasa Monos donde le asignaron edades del Maastrichtiano (Quezada-Muñetón, 1990). Posteriormente, de Guayal se reportaron análisis químicos de litofacies con material bentonítico y donde se hace notar que existe una mezcla detrítica de dos componentes entre el material carbonatado y el bentonítico (Sigurdson *et al.*, 1995).

Chiapas

La sucesión sedimentaria de carbonatos clásticos (megabrecha, brecha, microbrecha, arenas y arcillas) de Bochil fue reportada originalmente en trabajos inéditos de PEMEX (Medina y Durán, 1991), y posteriormente Montanari *et al.* (1994) quienes reportaron una anomalía de Iridio en la cima de la secuencia y le asignaron una edad del límite K/T. Posteriormente Smit *et al.* (1996) y Smit (1999) reportaron también esta secuencia e interpretaron que se formó por un flujo de escombros iniciado por sacudimiento sísmico debido al impacto en Chicxulub.

La localidad de Bochil, Chiapas ($17^{\circ} 00.32'$ de Latitud Norte y $92^{\circ} 55.38'$ Longitud Oeste) reportada por Montanari *et al.* (1994), se ubica en la parte Norte de la Subprovincia de la Sierra de Chiapas. A excepción de la caliza pelágica, en esta localidad se estudiaron las mismas unidades litoestratigráficas de la localidad de El Guayal (Fig. 5).

Campeche

En Campeche se estudiaron rocas del K/T en dos localidades principales: a) En rocas del subsuelo de campos petroleros costa afuera a ~80 Km al Norte-Noreste de Cd. del Carmen, en la denominada Sonda de Campeche. En esta localidad se investigaron columnas del K/T cortadas por pozos del Campo Cantarell y campos o pozos cercanos como Balam, Bacab y Nix . b). En afloramientos localizados en

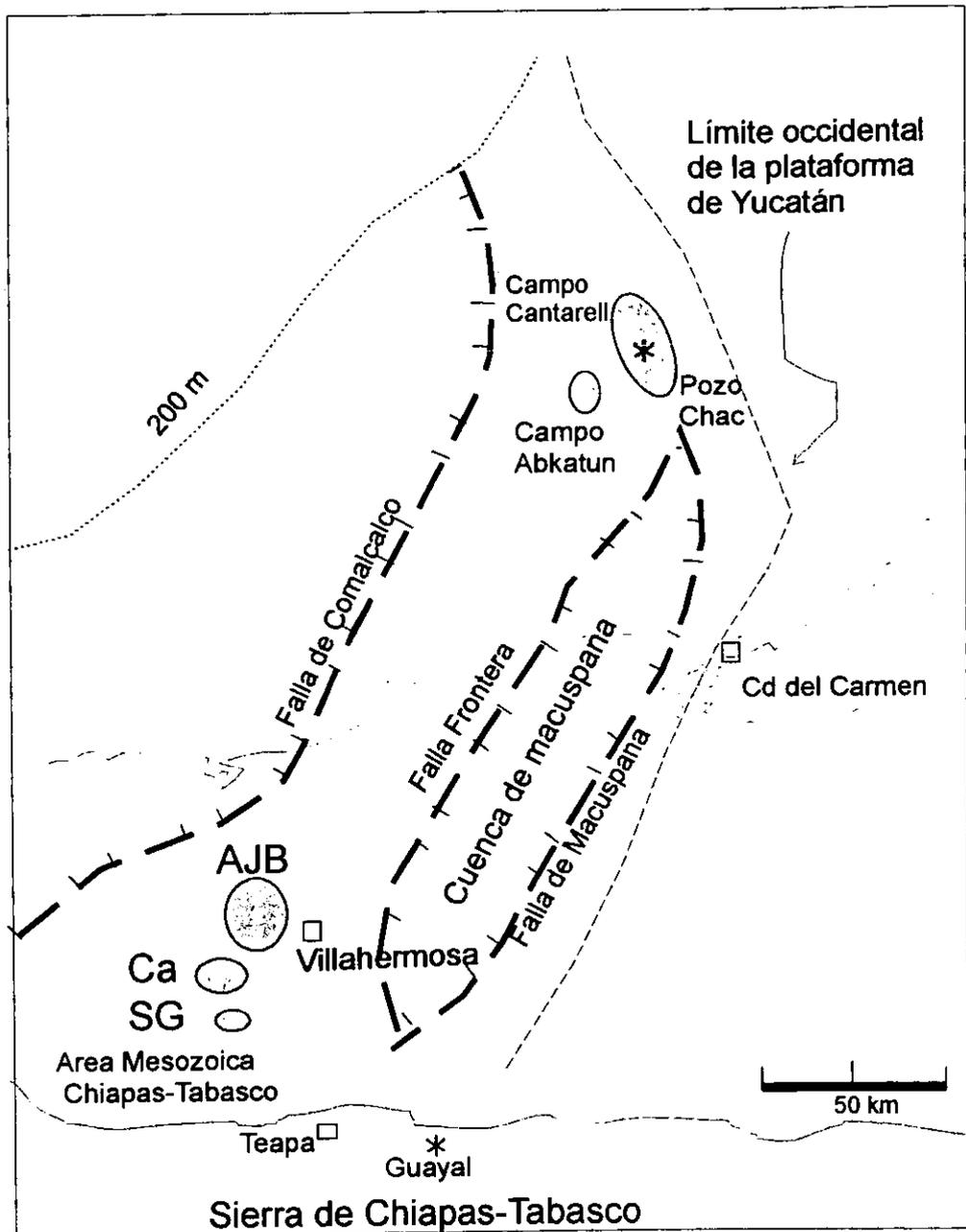


Figura 5.- Distribución esquemática de las provincias geológicas petroleras del Sureste de México. En esta área ocurrió sedimentación marina durante el Cretácico Tardío y Terciario (Modificado de Santiago, 1980 y Santiago et al., 1984).

el Sitio Arqueológico de Edzna, y algunos afloramientos sobre la carretera Chetumal-Escárcega (Fig. 5).

Yucatán

De Yucatán se estudió la columna cretácica de los pozos Yucatán-1, Yucatán-4 y Yucatán- 5A (López-Ramos, 1979) de donde se había reportado la brecha de impacto en trabajos previos (Ward *et al.*, 1995) (Fig. 5). En el periodo 1994-1995 la UNAM había perforado 7 pozos someros en la estructura de Chicxulub y se reportaron propiedades magnéticas de la secuencia de rocas carbonatadas y brechas de impacto cortada por el pozo UNAM-7 (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 1996).

Quintana Roo

En el camino Chetumal-La Unión, se observaron numerosos afloramientos de brecha asociadas a material vítreo alterado (bentonita) muchas de estas localidades han sido reportados en (Pope *et al.*, 1999; Smit *et al.*, 1999). Esta brecha sobreyace a calizas dolomitizadas del Cretácico Tardío. Entre las localidades estudiadas está la Cantera de La Unión (Hoja E16A14); una cantera localizada en las cercanías de Nuevo Alvaro Obregón Dos, en donde se observó una brecha poligenética semejante a la Brecha Bunte (Bunte Brekzie) de Alemania (Hörz *et al.*, 1983) y sobre la carretera se observó un megabloque de caliza (~ 18 metros de diámetro). También se observaron afloramientos entre Palmar y Ramonal, donde se observa material vítreo alterado y brecha con megabloques, todos estos afloramientos se ubican en la Hoja E16A75, escala 1: 50 000 de INEGI.

Estratigrafía de las rocas del límite K/T en secciones superficiales de Tabasco y Chiapas

Sección El Guayal

Esta sección se localiza a unos 600 metros al NE de la población de El Guayal en el estado de Tabasco. Está constituida de la base a la cima por cuatro unidades litoestratigráficas principales que suman un espesor estudiado de aproximadamente 100 metros. La Figura 6 ilustra las 4 unidades que a continuación se describen. La subdivisión en unidades litoestratigráficas informales se hizo con base en la litología distintiva y edad de cada una de ellas siguiendo el orden de la posición estratigráfica que guardan entre si. Las unidades formacionales que se citan (p.e., Formación Jolpabuchil) fueron descritas originalmente en áreas alejadas de la zona de estudio y en este trabajo solo se describen porciones de esas unidades, por lo que su descripción se hace de manera informal.

La unidad 1 (14 metros) corresponde a la caliza del Maastrichtiano está compuesta por capas de 10, 15, y 20 cm de espesor de calizas pelágicas, a esta caliza le sobreyacen en orden ascendente, la unidad 2 (brecha inferior) de 40 metros de espesor y libre de material vítreo alterado, seguida de la unidad 3 (microbrecha, calcarenita y arcillita) de 11 metros de espesor y con material vítreo alterado (bentonita) en proporciones variables incrementándose este hacia la parte superior, finalmente cubriendo a las unidades anteriores está la unidad 4 compuesta por margas y calizas en capas delgadas de 5, 10 y 15 cm del Paleoceno Temprano.

A continuación se describen con mayor detalle las características petrográficas, mineralógicas y bioestratigráficas de cada una de las unidades mencionadas. Sin embargo es importante mencionar que el mecanismo de depósito y/o

sedimentación de las unidades 2 y 3 que agrupan a la secuencia carbonatada-clástica del límite K/T se discute en un apartado diferente que se presenta más adelante y en el cual se subdivide a las unidades 2 y 3 en 5 litofacies con características litológicas distintivas.

Unidad 1

Litoestratigrafía

La caliza pelágica que aflora en El Guayal es de color gris oscuro, dura, de grano fino, en capas de 10 a 20 centímetros, bien estratificada, con nódulos de pedernal diagenético. La Formación Jolpabuchil, definida por González-Alvarado (1963; citado por Quezada-Muñetón, 1990), es la unidad formacional que más se parece a esta caliza. La descripción original dada a la Formación Jolpabuchil en un informe inédito de Petróleos Mexicanos es:

"... caliza gris claro, gris obscuro y gris acero, litográfica, criptocristalina, densa y compacta, de fractura concoidal, bien estratificada, en capas delgadas, con bandas y nódulos de pedernal, de edad Turoniano-Coniaciano" (González Alvarado, 1963 citado por Quezada-Muñetón, 1990). La descripción litológica anterior de la Formación Jolpabuchil es muy similar a la caliza que nos ocupa; sin embargo, la edad asignada del Turoniano-Santoniano (Quezada-Muñetón, 1990) no incluye a las calizas que afloran en El Guayal. Sin embargo, Quezada-Muñetón (1990) hace referencia a un trabajo inédito de Sánchez-Montes de Oca donde este autor extiende la edad de la Formación Jolpabuchil hasta el Maastrichtiano.

En Guayal se colectó un total de 40 muestras; el muestreo se realizó capa a capa. Hacia el último metro, la colecta fue mucho más densa, tomando muestras cada 10 centímetros. Algunas capas exhiben zonas de 2 a 4 cm de espesor donde se

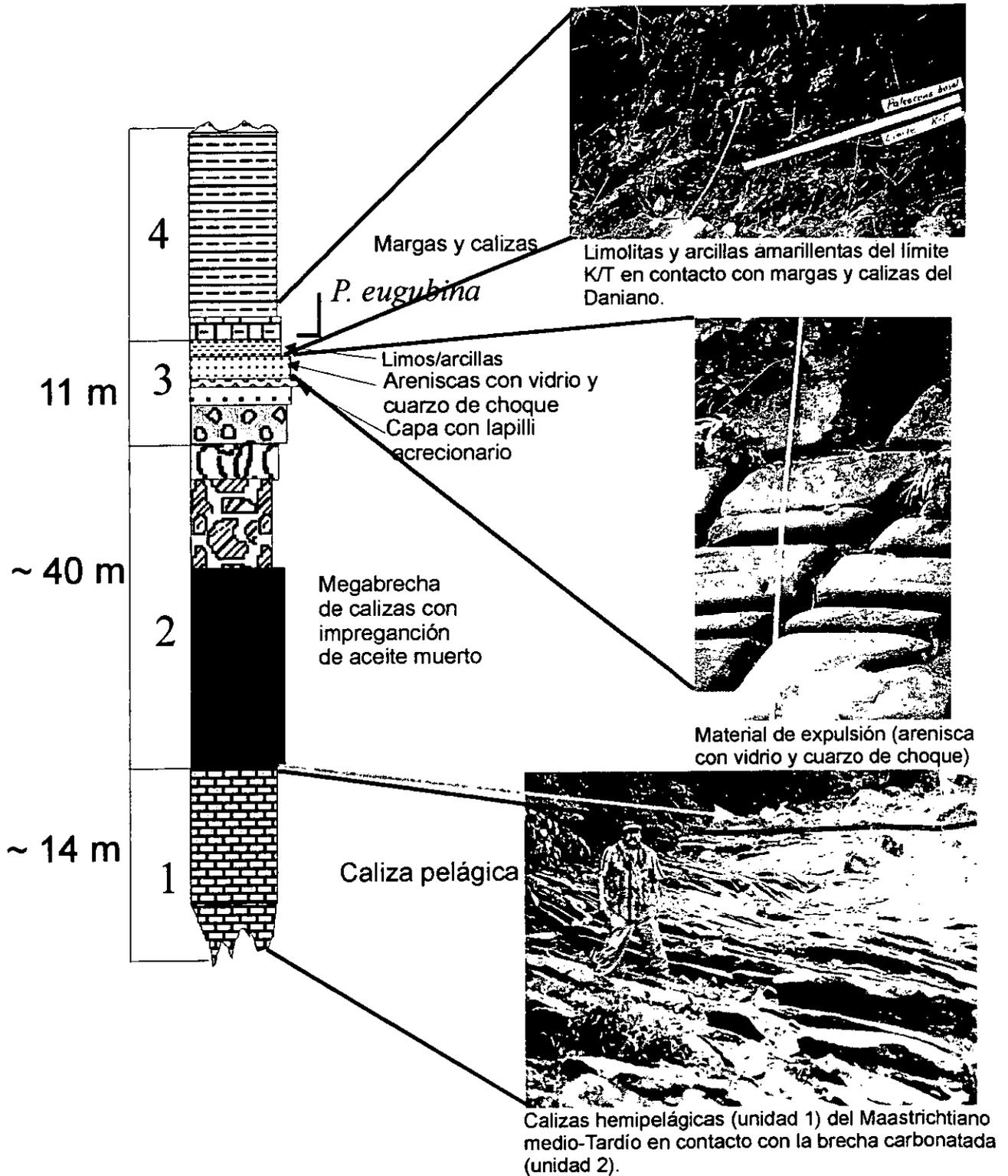


Figura 6.- Columna estratigráfica donde se muestran las cuatro unidades litoestratigráficas del límite KT y se ilustran las litofacies más importantes. También se ilustra la posición estratigráfica de la capa con lapilli acrecionario. Guayal, Tab.

observa una mayor acumulación de fósiles de plataforma mezclados con foraminíferos planctónicos. Estas delgadas zonas en las capas de calizas micríticas parecen representar materiales provenientes de una plataforma sedimentaria cercana. Se observaron también capas delgadas (20 a 30 cm) de brechas de grano fino intercaladas en las capas de caliza. Es común observar fracturas delgadas llenas con calcita espática; estas fracturas pueden ser desde microscópicas hasta visibles a simple vista (escala milimétrica). Las figuras 6 y 6a corresponden a la columna estratigráfica de la Sección El Guayal y muestra la posición estratigráfica de la caliza de la Formación Jolpabuchil (Unidad 1), así como los microfósiles índice que fechan el espesor total aflorante de esa unidad de calizas.

Petrografía

La Unidad 1 está compuesta por 14 metros de calizas pelágicas y pelágicas en capas delgadas, de tono gris oscuro y de grano fino; en campo se pueden clasificar como mudstone o calizas micríticas, se presentan en capas de 5 a 20 cm de espesor. Hacia la parte central de la sección se observan numerosos nódulos de pedernal diagenético. Al microscopio, de acuerdo a la clasificación propuesta por Folk (1962), estas calizas se clasifican como biomicritas de foraminíferos planctónicos, y/o como mudstone y wackestone de acuerdo con Dunham (Fig. 7a). Presenta abundantes vetillas y microvetillas rellenas de calcita, los espacios intercristalinos dentro de las vetillas están ocupados frecuentemente por aceite muerto. La matriz micrítica con abundantes foraminíferos planctónicos frecuentemente exhibe zonas o capas con numerosos bioclastos provenientes de la plataforma. Los bioclastos más abundantes son fragmentos de rudistas, placas de equinodermo, fragmentos de moluscos y foraminíferos bentónicos (Fig. 7b).

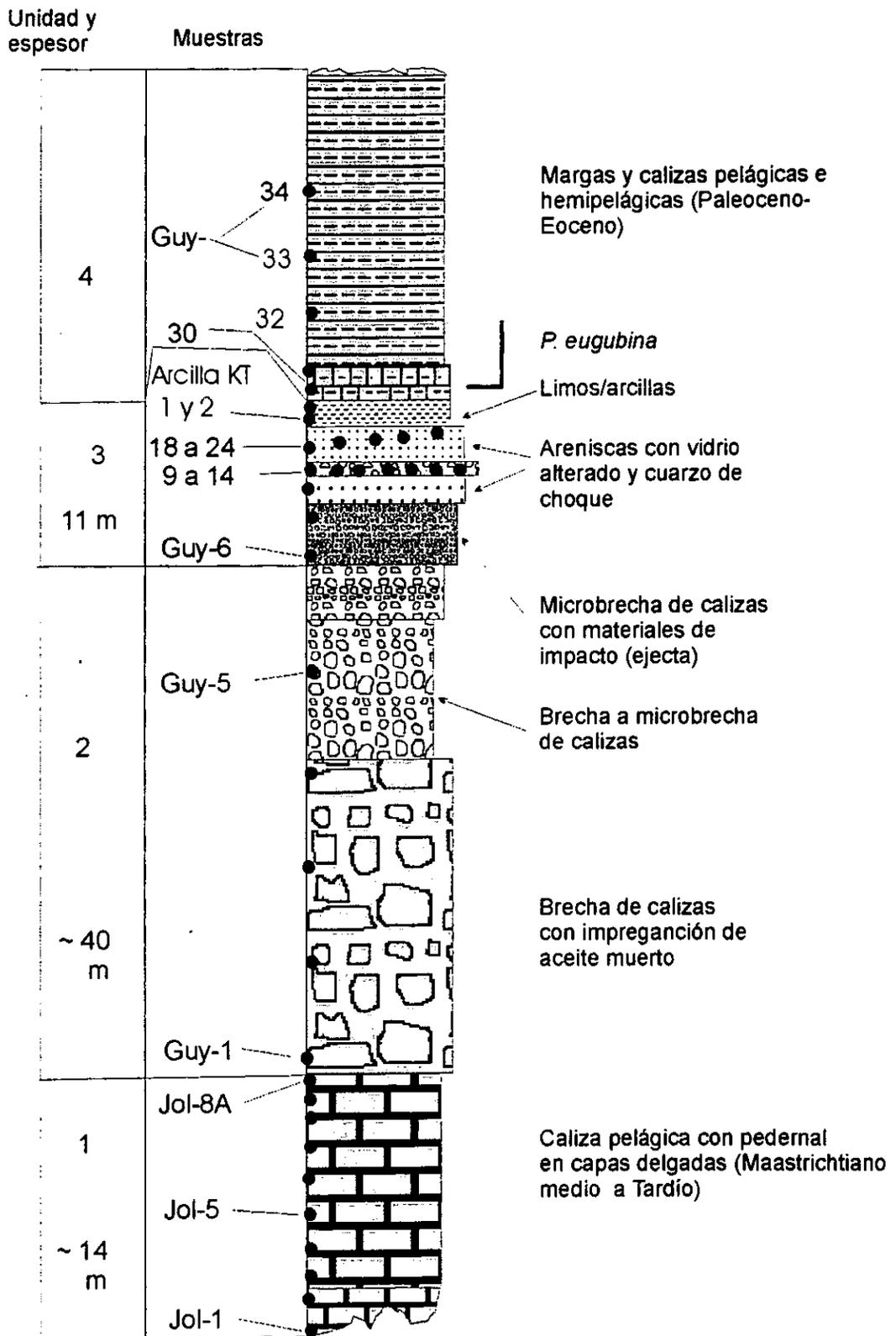
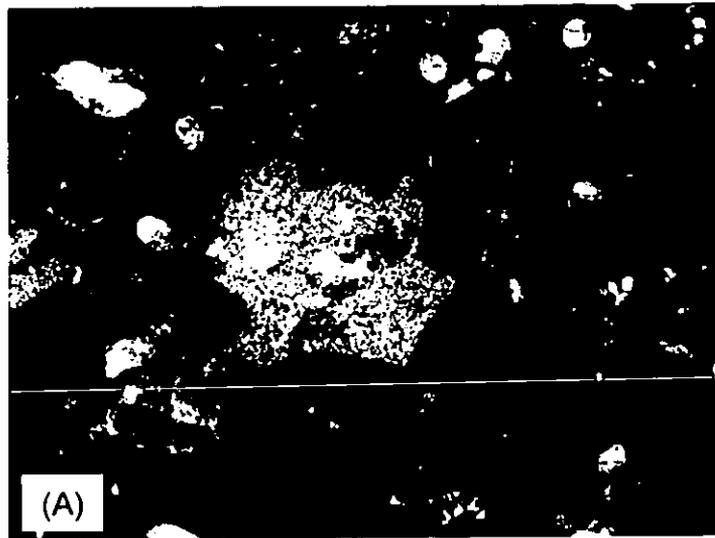
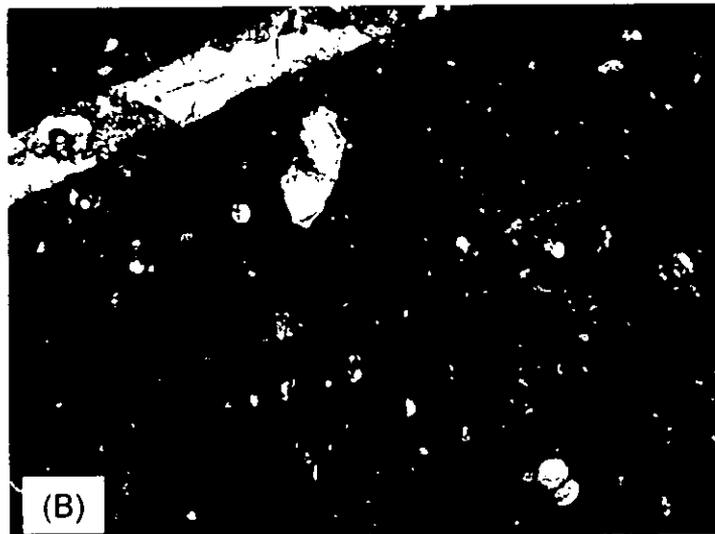


Figura 6a. Posición de las muestras con estudios geoquímicos e isotópicos de la caliza maastrichtiana y la secuencia carbonatada-clástica en la columna estratigráfica del límite K/T de Guayal, Tab.



(A)



(B)

Fig. 7. Características petrográficas de la unidad 1 (caliza hemipelágica).
(A) Placa de equinodermo rodeado por micrita con Microfauna planctónica,
(B) Matriz de biomicrita de foraminíferos planctónicos cortada por fracturas
selladas con calcita. Luz natural, 10x.

Bioestratigrafía

El estudio bioestratigráfico de la Unidad 1 de la Sección El Guayal revela la presencia de los foraminíferos planctónicos *Globotruncana* sp., *G. arca*, *G. mariei*, *G. orientalis*, *Gansserina gansseri*, *Contusotruncana fornicata*, *C. walfischensis*, *C. patelliformis*, *C. contusa*, *Globotruncanita stuartiformis*, *G. stuarti*, *G. conica*, *Racemiguembelina fructicosa*, *Planoglobulina* spp., *Ventilabrella multicamerata*, *Gublerina* sp. y *Rugoglobigerina rugosa*, en coexistencia con calcisferúlidos. La Figura 8 ilustra los fósiles representativos encontrados en Guayal. Esta asociación es típica de la Biozona de *Contusotruncana contusa/Racemiguembelina fructicosa* del Maastrichtiano Medio, aunque el rango estratigráfico de los taxones nominales alcanza el Maastrichtiano Tardío (Premoli-Silva & Sliter, 1995). La edad numérica equivalente para el Maastrichtiano Medio se ubica en el intervalo ~ 71.5 a 68 Ma y para el Maastrichtiano Tardío de 68 a 65 Ma (Bralower *et al.*, 1995)

Ambiente de depósito

En trabajos previos se consideró que la Formación Jolpabuchil se depositó en ambientes marinos profundos con escasa circulación (Quezada-Muñeton, 1990). El color gris oscuro del mudstone, la estratificación rítmica de delgada a media, la presencia de nódulos de pedernal y las capas delgadas con bioclastos de organismos bentónicos intercaladas en algunas capas de calcilutitas o mudstones con foraminíferos planctónicos indican que las facies de la Formación Jolpabuchil es semejante a la que Wilson (1975) describe como Facies 2 y/o 3 equivalente a carbonatos de plataforma externa y/o carbonatos de pie de talud. Por otro lado, las capas delgadas con bioclastos y organismos bentónicos parecen representar depósitos de turbiditas o debritas y sugieren la cercanía de un borde de plataforma. Con los datos hasta ahora obtenidos, consideramos que el depósito de las calizas pelágicas ocurrió en un ambiente de plataforma externa, al pie del talud y a profundidades marinas de decenas a centenas de metros.

Geoquímica e Isotopía

Con el fin de evaluar la posibilidad de fechar directamente con la curva isotópica del agua de mar la secuencia de calizas duras antes descritas se colectaron 11 muestras a las que se les practicaron análisis del contenido de carbonato total, la concentración de elementos mayores y traza, y se midieron las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ (Tabla I).

Metodología de trabajo

Se analizaron química e isotópicamente las 11 muestras de calizas pelágicas duras colectadas en la Sección El Guayal. Las muestras para análisis químico e isotópico de las calizas duras se seleccionaron con los siguientes criterios. Después de hacer observaciones petrográficas estándar y con Catodoluminiscencia (CL), se trituraron las partes que visualmente parecían menos alteradas por procesos diagenéticos. Las muestras se lavaron en baño ultrasónico con agua ultrapura, estos fragmentos limpios se observaron al microscopio estereoscópico y se eliminaron aquellos fragmentos con microvetillas o con coloraciones más claras al gris normal de la mayoría de la caliza. El material seleccionado se dividió en tres partes: una parte se utilizó para analizar el contenido total de CaCO_3 , (2) otra parte se utilizó para los análisis elementales por Absorción Atómica, y (3) otra porción se utilizó para obtener las relaciones de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ y de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para cada una de las muestras. Para las relaciones de Sr se siguió el siguiente procedimiento. Se lavó nuevamente la caliza con agua ultrapura; una vez limpio y seco el material, se pesaron entre 100 y 120 mg de cada muestra. Este material de roca entera se disolvió en ácido acético puro al 6N, se decantó la muestra y se eliminó el residuo insoluble. La solución se evaporó en una placa caliente hasta secado total. El polvo obtenido se disolvió con 0.2-0.6 ml de ácido nítrico 8N y las muestras se pasaron por las columnas de separación iónica. El Sr puro separado en las columnas se montó en los filamentos de Renio para su medición en el espectrómetro de masas, después de haberse diluido con HCl en un volumen que tiene aproximadamente 200 ng de Sr.

Leyenda de Figura 8.

UNIDAD 1

La Unidad 1 corresponde a una caliza pelágica con abundantes microfósiles planctónicos, principalmente foraminíferos. El conjunto encontrado caracteriza a un ambiente de plataforma externa del Maastrichtiano Medio-Tardío, evidenciado por la coexistencia de *Contusotruncana contusa* y *Racemiguembelina fructicosa*, junto con otros foraminíferos planctónicos y calcisferúlidos. La unidad 1 infrayace a la unidad de brecha.

- 1 *Contusotruncana contusa*. Sección El Guayal, muestra TOM-12. 526 micras. Esta especie tiene un rango estratigráfico de Maastrichtiano Medio-Tardío; junto con *Racemiguembelina fructicosa* da nombre a la Biozona de *C. contusa/R. fructicosa* del Maastrichtiano Medio (Premoli Silva & Sliter, 1997), que se caracteriza por la coexistencia de ambas especies, fácilmente identificables en lámina delgada.
- 2 *Globotruncanita stuarti*. Sección El Guayal, muestra TOM-12. 654 micras. Esta especie es un componente abundante de las calizas hemipelágicas de la Unidad 1. Su rango estratigráfico es Campaniano Tardío-Maastrichtiano.
- 3 *Planoglobulina* sp. Sección El Guayal, muestra TOM-23. 450 micras. Género de heterohelicido con una pared gruesa, robusta, pudiéndose encontrar desde el Campaniano Tardío hasta la cima del Maastrichtiano.
- 4 *Racemiguembelina fructicosa*. Sección El Guayal, muestra TOM-1. 350 micras. Especie índice del Maastrichtiano Medio-Tardío, fácilmente distinguible en lámina delgada por su estadio multiserial. Ver leyenda de la foto 1 de esta misma lámina.
- 5 *Globotruncana falsostuarti*. Sección El Guayal, muestra TOM-23. 615 micras. Caracterizada por una última cámara uniuillada, esta especie es fácilmente distinguible en sedimentos maastrichtianos, aunque su rango estratigráfico inicia desde el Campaniano Medio.
- 6 *Ventilabrella multicamerata*. Sección El Guayal, muestra TOM-1. 900 micras. Especie del Campaniano Tardío-Maastrichtiano caracterizada por un estadio inicial biserial y después multiserial, dando como resultado una forma de abanico, con cámaras subglobulares que aumentan muy lentamente de tamaño. En este corte longitudinal no se aprecian dichas características, pero se observa claramente el gran número de cámaras que le da nombre a la especie.
- 7 Panorámica con calcisferúlidos del Cretácico Tardío. 1 cm = 120 micras. Sección El Guayal, muestra TOM-6. Se trata de formas grandes, con textura característica y típicas del Cretácico Tardío y se encuentran coexistiendo con foraminíferos planctónicos de la misma edad.

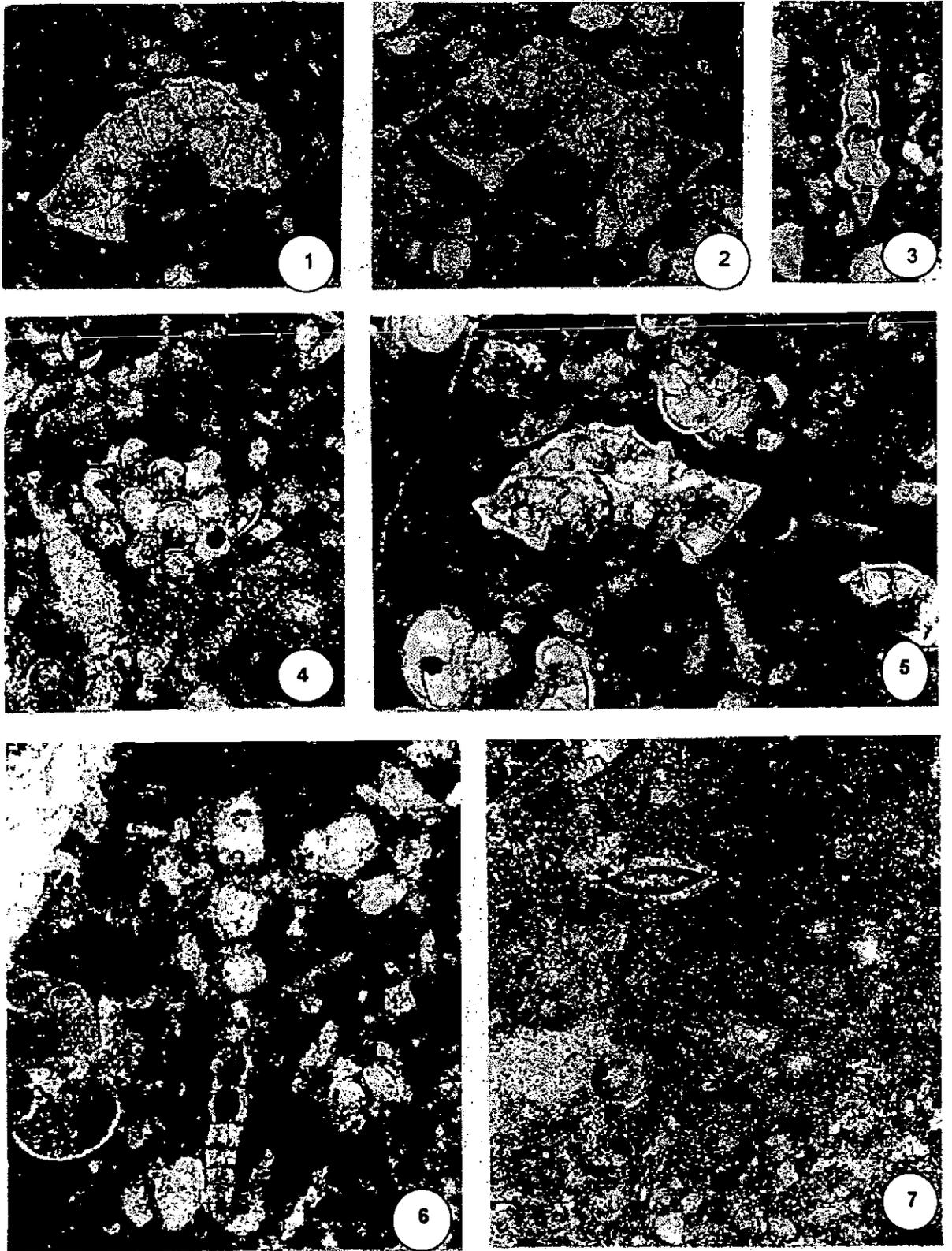


Figura 8.- Fotografías de microfósiles de la Unidad 1

Geoquímica de las calizas

La Tabla I también incluye análisis químicos por CaCO_3 total en %, y la concentración de los elementos Sr, K, Mn, Mg y Ca en ppm. Estos últimos se determinaron en el laboratorio de Geoquímica del IMP, mediante técnicas estándar de Absorción Atómica.

Los resultados de los análisis químicos fueron graficados contra su posición estratigráfica y se muestran en la Figura 9. La Figura 9a muestra el contenido de CaCO_3 total en cada una de las muestras de toda la columna y se puede notar que hacia la parte central de la columna ocurre una disminución hasta valores de ~ 30% (muestras Jol-4, 5, 6, 6a y 7). En muestra de mano es notorio que la muestra 6A tiene aspecto de pedernal y al microscopio se observa un fuerte reemplazamiento del carbonato por sílice. Se interpreta que también las muestras Jol-4, 5, 6 y 7 sufrieron, en menor grado esta silicificación. Este proceso de silicificación-decarbonatación es correlacionable con un incremento en potasio de las mismas muestras. Las muestras Jol-1, 2 y 3 tienen en promedio una concentración de 4 % de K, mientras que las muestras silicificadas llegan a tener hasta 8 % de K. El incremento en potasio de esas muestras está ligado a un incremento en Sr desde 940 ppm en las muestras basales hasta 1450 ppm en la muestra Jol-7 (Fig. 9 B-C). En contraste al enriquecimiento en K y Sr, se observa un empobrecimiento en el contenido de Mg (Fig. 9D), desde 200 a 280 ppm hasta un promedio de 140 a 180 ppm. El enriquecimiento en K y Sr parece estar relacionado a un evento diagenético (o hidrotermal) donde interactuaron fluidos ricos en Si, K y Sr con el carbonato de la caliza dando lugar a los nódulos de pedernal. Asimismo el empobrecimiento de Mg se explica también por el reemplazamiento del carbonato por sílice.

Tabla I. Datos geoquímicos e isotópicos de la caliza pelágica maastrichtiana de Guayal, Tab. Numeración de muestras como en Fig. 6a.

Número de muestra	Elevación m	CaCO ₃ %	Ca ppm	Mg ppm	Sr ppm	1/Sr ppm	Mn ppm	K ppm	Sr/Ca	87Sr/86Sr Guayal	Error 2 sigma	"Edad" Guayal	Carbono-13	Oxígeno-18
Jol-1	0.0	98.5	410000	2450	940	0.0011	76	46200	0.0023	0.707514	0.000012	80.62	2.12	-3.46
Jol-2	1.8	98.0	365000	1990	940	0.0011	69	43700	0.0026	0.707552	0.000008	79.07	2.14	-3.32
Jol-3	4.9	98.3	400000	2840	910	0.0011	68	36200	0.0023	0.707527	0.000010	80.57	2.33	-3.71
Jol-4	6.1	86.9	373000	1780	1200	0.0008	75	58700	0.0032	0.707518	0.000012	81.09	2.21	-3.45
Jol-5	7.4	83.8	363000	1390	1460	0.0007	68	72500	0.0040	0.707551	0.000011	79.13	2.19	-3.97
Jol-6	9.2	83.6	388000	1720	1260	0.0008	73	81200	0.0032	0.707554	0.000011	78.95	2.21	-3.56
Jol6A	9.4	33.6										78.95		
Jol-7	12.3	83.5	390000	1620	1290	0.0008	84	55000	0.0033	0.707549	0.000010	79.25	2.37	-3.73
Jol-8	13.3	97.0	368000	1490	1500	0.0007	63	65000	0.0041	0.707538	0.000012	79.9	2.36	-4.11
Jol-8I	13.3	97.0	388000	1610	1500	0.0007	67	62500	0.0039	0.707566	0.000013	78.24		
Jol-8A	13.5	98.6	398000	1620	1300	0.0008	71	61200	0.0033	0.707578	0.000014	77.52	2.3	-3.87
Jol-8-AI	13.5	98.6	413000	1690	1320	0.0008	76	63700	0.0032	0.707551	0.000013	79.13	2.38	-3.72
Jol-9	18.0	98.0										65		
Jol-9A	18.7	98.9										65		
Jol-9B	19.5	99.0										65		
Jol-10	31.5	98.9										65		
Jol-11	35.7	98.8										65		
Jol-12	57.7	88.9										65		
Jol-13	58.4	87.0										65		
Jol-14	66.5											65		

NOTA: La "edad" se refiere a la calculada mediante la curva isotópica del agua de mar (McArthur et al., 1993).

Los cambios en las concentraciones de K, Sr y Mg a través de la columna de calizas analizadas y su correlación con eventos de silicificación-decarbonatación indican que ciertos procesos diagenéticos modificaron químicamente a estas rocas. Por otro lado, las observaciones en Catodoluminiscencia (CL) también muestran diferentes grados de luminiscencia en las calizas, indicando que fluidos con composición química diferente han actuado en estas rocas. Por otro lado, como se discutirá a continuación, los efectos diagenéticos influyeron en la composición isotópica de Sr de las calizas en discusión.

Composición isotópica

Los datos isotópicos de la Caliza pelágica de la Formación Jolpabuchil se reportan en la Tabla I. Las edades se calcularon con base en la ecuación propuesta por McArthur *et al.* (1993, p. 869), para el intervalo 76.4 a 82.1 Ma ($\text{Edad} = 42177.72 - 59499.02 \times (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$) y con la ecuación de regresión lineal que se obtiene de los datos isotópicos obtenidos de la caliza de Guayal ($\text{Edad} = 38\,063.1 - 53\,683.8 (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$) (Fig. 10). Los datos de bioestratigrafía, indican que la edad de las calizas estudiadas es Maastrichtiano Tardío (68 a 65 Ma), por lo que las "edades" calculadas con base a la ecuación mencionada son más antiguas que las reales. Esto se debe a alteraciones diagenéticas debidas a soluciones menos radiogénicas (agua meteórica) que reaccionaron con las calizas y bajaron la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, dando lugar a edades aparentes más antiguas. Esta interpretación está de acuerdo con los cambios en la concentración de K, Sr, Mg y CaCO_3 total que se discutieron en el párrafo anterior. Adicionalmente, se realizó el modelado geoquímico utilizando la relación Sr/Ca contra Mn. El modelado se hizo utilizando el software facilitado por el Dr. Bruce Fouke de la Universidad de Illinois. Este programa modela el equilibrio geoquímico de carbonatos que sufren modificaciones geoquímicas e isotópicas, mediante un proceso de recristalización utilizando resoluciones iterativas múltiples y pasos de reprecipitación de calcita. En este modelado siempre se

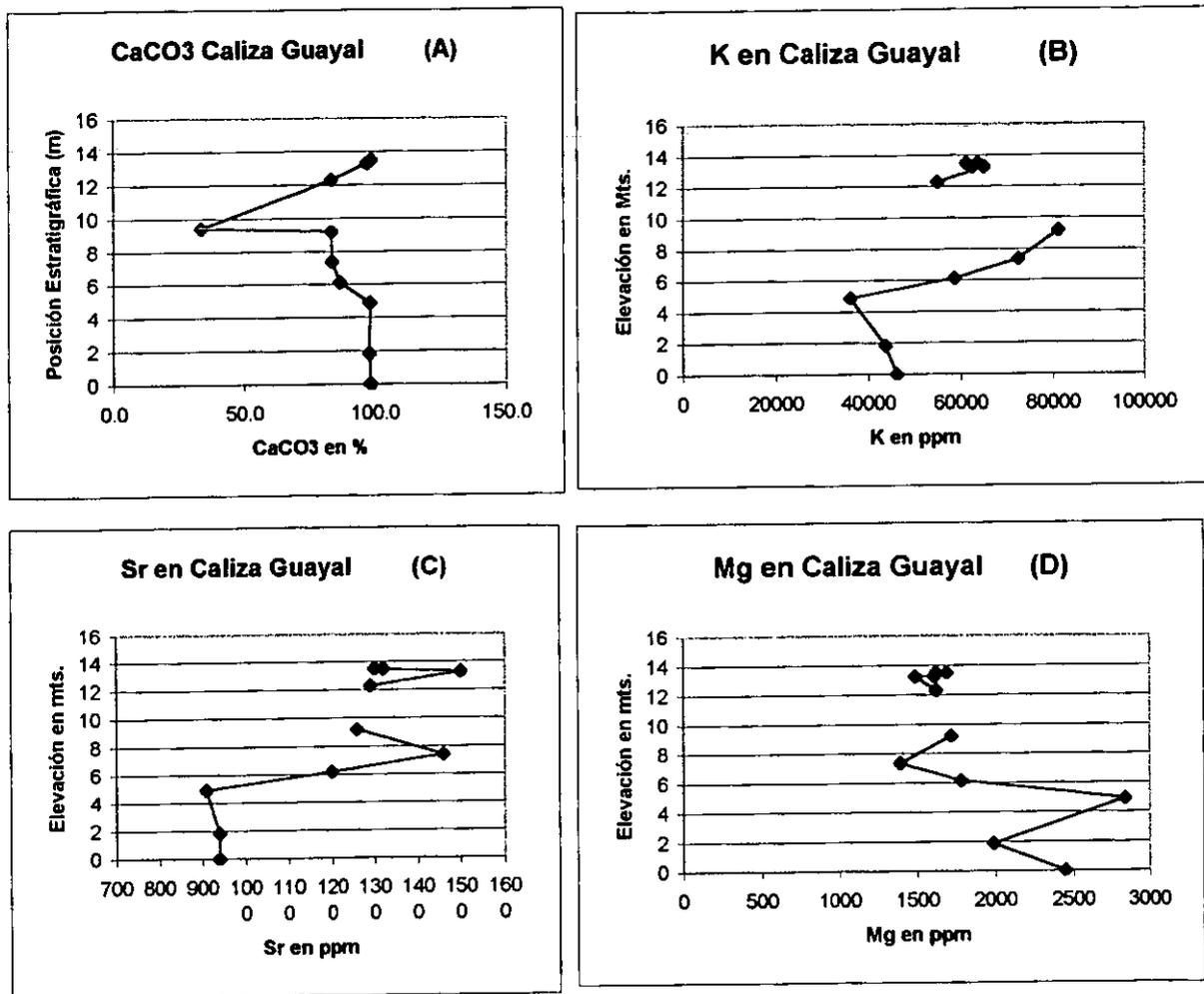


Fig. 9. Graficado de concentración total de CaCO₃, K, Sr y Mg contra la posición estratigráfica de r de caliza de la unidad I de Guayal, Tab. Se puede observar una correlación entre la decarbonatación (pérdida de CaCO₃ y Mg) y el incremento en la concentración del K y Sr.

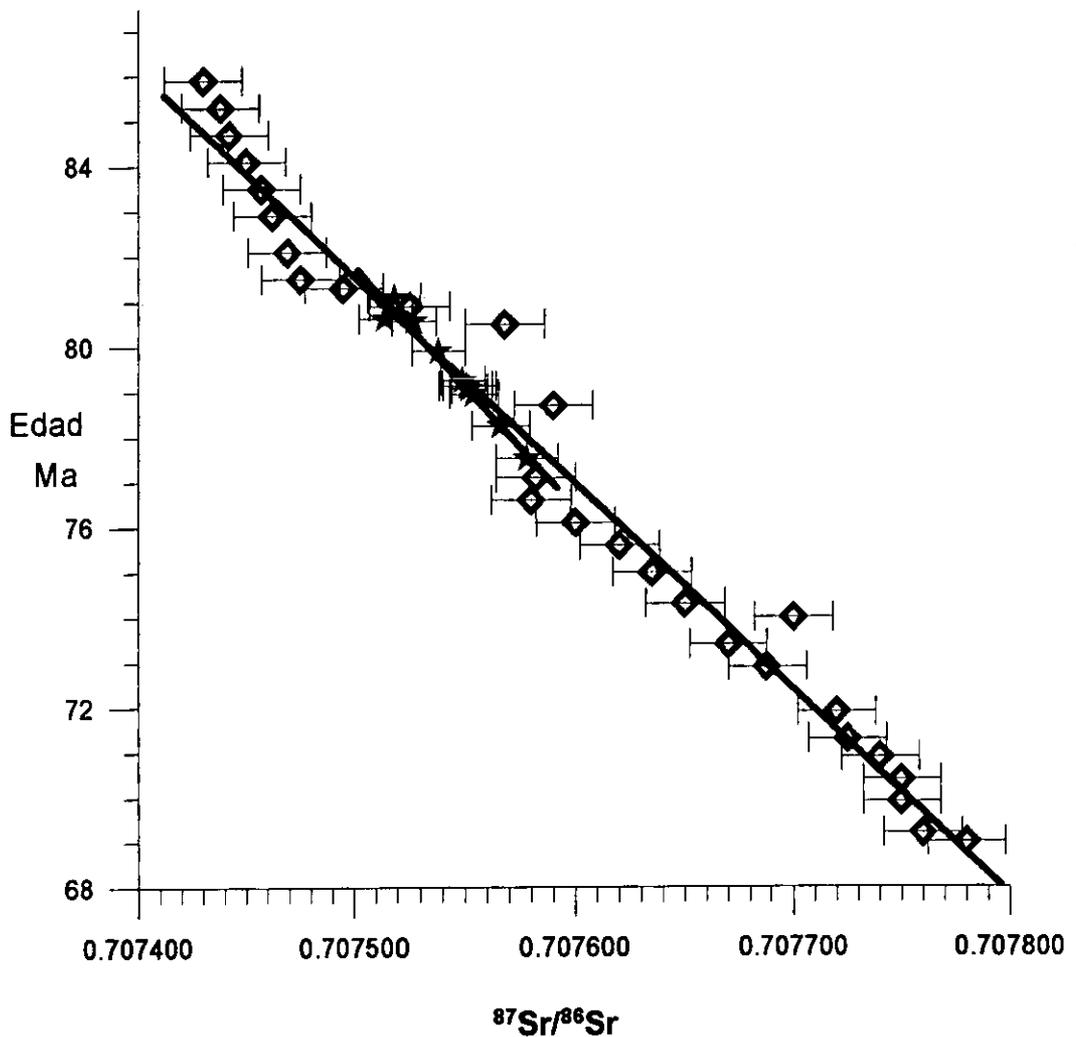


Figura 10. Gráfica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contra edad de los datos isotópicos del Cretácico Tardío, intervalo 69 a 85.9 Ma, de una caliza alemana (rombos) del Campaniano estudiada por McArthur et al., 1993. Con fines de comparación se muestra la regresión lineal de los datos isotópicos de Guayal (estrellas en recta secundaria), (Tab.1). Estos datos menos radiogénicos de Guayal confirman la alteración diagenética de la caliza Maastrichtiana el error analítico reportado por McArthur et al. (1993) es menor a ± 0.000018 (2 s.e); y reportan un valor $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710248$ para el estándar SRM-987. El LUGIS reporta una desviación estándar (s.d.) de ± 0.000040 . Para el SRM-987 reportan una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710242$. La desviación estándar (σ) está relacionada al error estándar (s.e) mediante la fórmula: $s.e = s.d/n^{1/2}$ (McArthur, 1994). Donde n = número de relaciones medidas.

alcanza el equilibrio en cada iteración. En este proceso de recristalización siempre interviene un fluido cuya composición química debe ser indicada en el programa. Los valores que se recomiendan para diferentes fluidos son aquellos publicados por Veizer (1983). Este programa utiliza las ecuaciones de balanza de masas de Banner y Hanson (1990) y permite mostrar dos posibles resultados hipotéticos, a) mezcla binaria, o b) interacción agua-roca. En este caso las muestras analizadas grafican en la trayectoria de interacción agua-roca (Fig. 11).

Debido a que las relaciones isotópicas de Sr isotópico son más bajas comparadas con los valores para el Maastrichtiano Tardío, se infiere que el fluido que interactuó con los carbonatos debió tener relaciones bajas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Es recomendable realizar análisis isotópicos adicionales en la misma columna de carbonatos, mediante técnicas de micromuestreo para evitar las zonas alteradas por la diagénesis.

Discusión de resultados

Los resultados de isótopos de Sr de la Sección Guayal caen en el intervalo 0.707525 a 0.707589 que al compararse con la curva de Sr isotópico del agua de mar equivale a "edades" del Campaniano (~77 a 81 Ma) (Fig. 10). Aunque los resultados son homogéneos en el sentido de que todas las muestras caen en este intervalo, al analizar su posición estratigráfica se observa que no siguen una tendencia lineal. Es decir, que algunas muestras que tienen posiciones estratigráficas bajas dan resultados isotópicos de posiciones altas y viceversa. Esto claramente confirma que las rocas han sufrido un proceso diagenético que modificó la señal isotópica original. Esta interpretación se confirma al considerar que la edad asignada a estas muestras con base en estudios bioestratigráficos es del Maastrichtiano Tardío (65 a 68 Ma). El fluido diagenético que transformó la composición isotópica original debió tener relaciones bajas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y probablemente fue agua meteórica.

Sección KT de El Guayal, Tabasco.

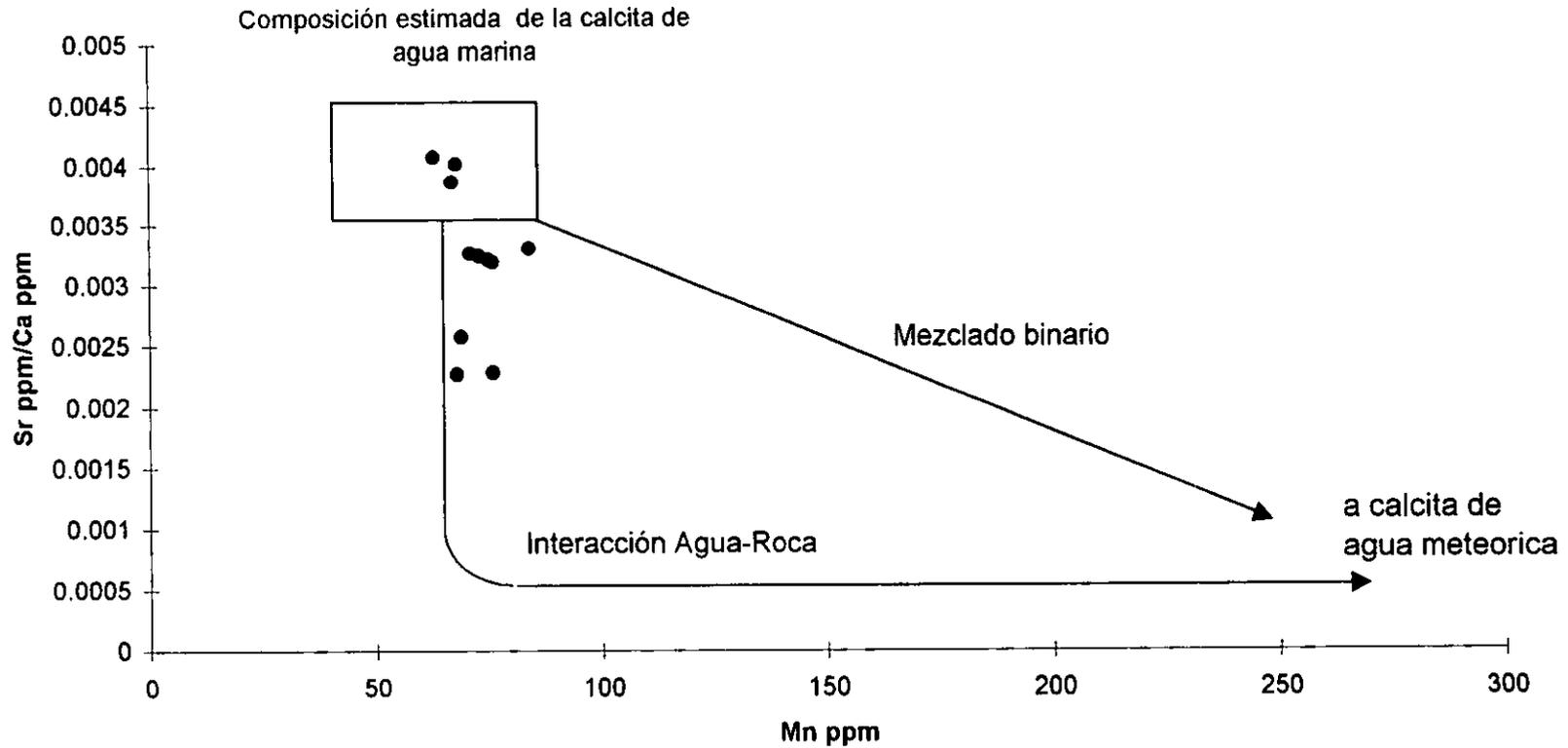


Figura 11.- Gráfica de concentraciones del Mn contra la razón Sr/Ca en la caliza de la Formación Jolpabuchil del Maastrichtiano, de Guayal. Las trayectorias de mezcla binaria y de interacción agua-roca entre la composición estimada de calcita marina y de calcita de agua meteorica se calcularon utilizando software elaborado por el Dr. Bruce Fouke de la Universidad de Illinois. Este software se basa en las ecuaciones publicadas por Banner y Hanson, 1990.

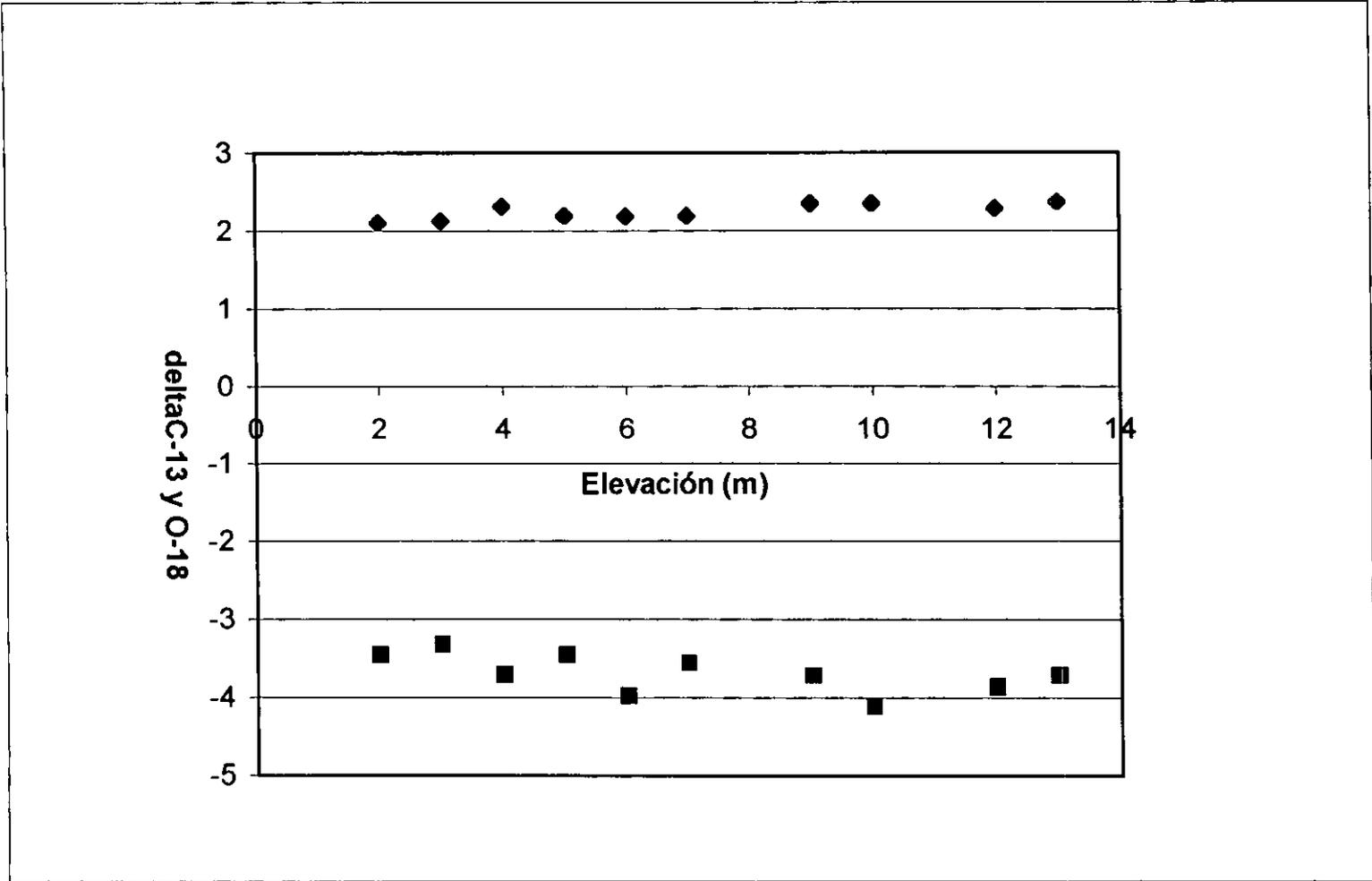


Figura 12. Datos de isótopos estables en la caliza pelágica del Maastrichtiano medio-Tardío de Guayal, Tabasco, graficados contra valores de elevación en la columna. Los valores de δC^{13} varían de + 2.12 a + 2.38, que están muy cercanos a los valores reportados para calizas marinas de esta edad (+ 2.25 a + 2.5).

Con el fin de valorar la posibilidad de hacer correcciones a los cambios diagenéticos, las mismas muestras fueron analizadas por isótopos estables de oxígeno y carbono ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) (Tabla I, Fig. 12). Los resultados de los isótopos de carbono indican que las muestras tienen firmas isotópicas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ‰ entre +2.12 a +2.38, iguales a las reportadas para el Maastrichtiano, donde $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ‰ es +2.25 a +2.5 (Williams *et al.*, 1983 y 1985). Sin embargo, los isótopos de oxígeno, que son más susceptibles a los cambios diagenéticos, muestran un reequilibrio isotópico y dan valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ ‰ entre -4.11 y -3.32 que son más negativos que los reportados para el Maastrichtiano de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ ‰ entre -2.5 a -2 (Williams *et al.*, 1983; Williams *et al.*, 1985). Estos datos confirman el cambio diagenético que se interpreta con los isótopos de Sr y con el modelado geoquímico.

Es recomendable modelar los cambios diagenéticos usando isótopos estables de O y C en micromuestras de la columna estudiada; esto permitirá corregir los datos isotópicos de Sr, ya que los isótopos de carbono son más resistentes a los procesos diagenéticos (Fouke, 1994).

La edad del Campaniano Tardío (77-81 Ma) obtenida mediante los isótopos de Sr, por correlación con la curva isotópica de Sr del agua de mar, refleja la alteración diagenética de la caliza con la incorporación de Sr con relaciones muy bajas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ al sistema carbonatado, probablemente por reacción con aguas meteóricas en tiempos posteriores a su depósito, probablemente durante el Neógeno.

Sumario

La presencia de pedernal diagenético indica que la Caliza de la Formación Jolpabuchil sufrió procesos diagenéticos (e hidrotermales) de silicificación-descarbonatación. Este proceso se confirma con los análisis de CaCO_3 total que varía de 98% en calizas puras a 36% en aquellas silicificadas. Además la

correlación positiva y negativa entre la concentración de K, Sr y Mg también apoyan esta interpretación (Fig. 9).

Los datos isotópicos de Sr indican también cambios químicos e isotópicos en la Caliza Pelágica de Guayal que modificaron la firma isotópica original. El proceso de alteración más probable es el mecanismo de interacción agua roca entre calcita marina y fluidos meteóricos (Fig. 11). Los datos obtenidos por correlación con el segmento respectivo de la curva de variación de Sr isotópico en el agua de mar aportan edades individuales que varían de 81.09 a 77.52 Ma, que se consideran como edades anómalas debidas a alteración por agua meteórica antes mencionada.

La Caliza de la Formación Jolpabuchil en Guayal contiene microfauna determinativa de las Biozonas de *Gansserina gansseri* y *Abathomphalus mayaroensis* del Maastrichtiano Medio-Tardío que equivale a una edad numérica entre 68 y 65 Ma.

Unidad 2. Brecha inferior

Litoestratigrafía y petrografía

La **unidad 2**, equivalente a la litofacies 1 de la secuencia del límite K/T, está compuesta por una potente brecha carbonatada de 40 m de espesor, con estructura gradada que descansa sobre la caliza pelágica de la **unidad 1**. Hacia la base presenta bloques de calizas pelágicas de hasta 2 metros de diámetro y hacia la cima los fragmentos decrecen en tamaño hasta fragmentos de 30 cm de diámetro. El tamaño de los fragmentos continúa decreciendo en la unidad 3 suprayacente, pero en esta se observa un cambio notable en la composición de los fragmentos. Hacia la parte superior de la unidad 2 los fragmentos son de calizas de plataforma con rudistas y macroforaminíferos tales como *Orbitoides*, *Asterorbis*, *Sulcoperculina* y *Chubbina* (Fig. 13 y 13^a). En los fragmentos de caliza

Leyenda de la figura 13

UNIDAD 2

La Unidad 2 corresponde a una brecha de fragmentos de caliza; dentro de éstos se pueden diferenciar 8 tipos diferentes de clastos, conteniendo principalmente foraminíferos bentónicos de ambientes de plataforma carbonatada. La matriz de la brecha contiene foraminíferos planctónicos y calcisferúlidos del Maastrichtiano Medio-Tardío. Por posición estratigráfica y por su contenido microfaunístico, a la Unidad 2 se le ha asignado una edad KT. Para mayor detalle de la composición de los clastos de la brecha, ver capítulo VII de Microfacies y Procedencia.

- 1 Panorámica que muestra foraminíferos planctónicos dentro de la matriz de la brecha. En la parte izquierda central de la fotografía se aprecia un corte de *Contusotruncana contusa*. Pozo Cantarell 2084, Núcleo 2, fragmento 6. 1 cm= 226 micras.
- 2 *Globotruncanita stuartiformis*. Pozo Cantarell 2084, Núcleo 2, fragmento 6. 570 micras.
- 3 *Globotruncana hilli*. Pozo Cantarell 2084, Núcleo 2, fragmento 6. 200 micras.
- 4 Aspecto panorámico de la Unidad 2, con abundantes foraminíferos planctónicos dentro de la matriz de la brecha. En la parte central de la fotografía se aprecian diversos cortes de *Globotruncana* y *Globotruncanita*, principalmente. La asociación microfaunística es característica del Maastrichtiano Medio-Tardío. Pozo Cantarell 2084, Núcleo 2, fragmento 6.
- 5 *Paracoskinolina sunnilandensis*. Pozo Cantarell, Núcleo 1, fragmento 13. 540 micras.
- 6 *Orbitoides media*. Sección El Guayal, muestra GUAY-3. 1 cm= 226 micras.
- 7 *Chubbina jamaicensis*. Pozo Cantarell, Núcleo 1, fragmento 13. 800 micras.

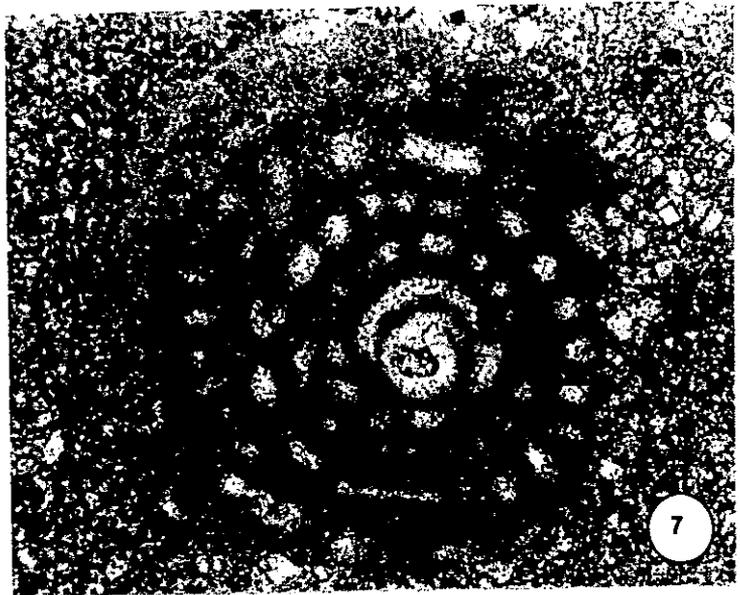
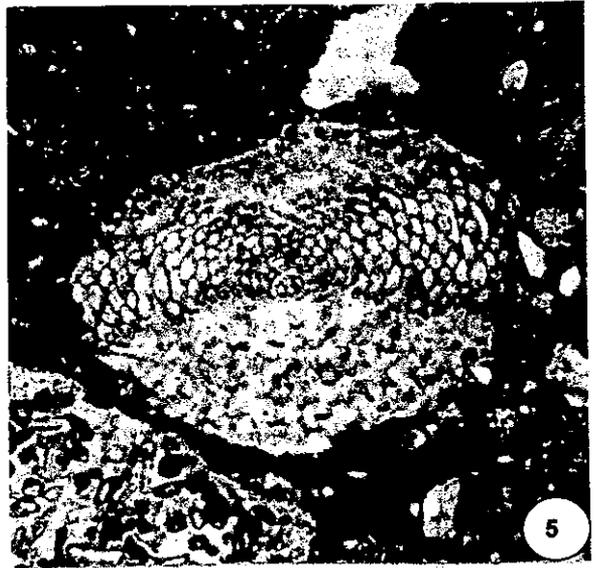


Figura I3.- Fotografías de microfósiles de la brecha

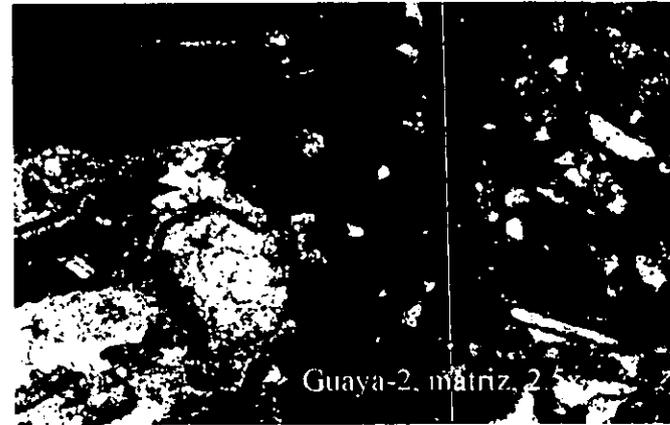


Fig. 13a. (A) Fotografía de matriz de micrita con fósiles planctónicos en la brecha inferior, (B) Fragmentos de caliza somera rodeados de micrita con fósiles planctónicos, (C) fragmento de grainstone y otro carbonato biogeno con matriz micritica, (D) fragmento de rudista englobado por matriz micritica. Guaya, Tabasco.

pelágica se aprecian nódulos de pedernal negro muy semejantes a los de la caliza infrayacente. Los fragmentos de calizas de plataforma corresponden a grainstones de alveolínidos y miliólidos, principalmente, mientras que otras son calizas orgánicas con fragmentos de rudistas. Se observa una matriz escasa pero bien preservada con abundantes microfósiles planctónicos; esta matriz se encuentra englobando a los fragmentos de calizas. Son comunes las estilolitas que indican presión-solución, así como porosidad vugular. Se observa impregnación de hidrocarburos en fracturas y en algunos vúgulos.

Bioestratigrafía

La asociación microfaunística de la matriz de la brecha contiene principalmente foraminíferos planctónicos tales como *Contusotruncana contusa*, *Globotruncanita stuartiformis*, *Globotruncana hilli* y *Racemiguembelina fructicosa*, (Fig. 13) que sugieren una edad del Maastrichtiano Medio-Tardío para el tiempo de depósito de la brecha de la unidad 2.

Ambiente de depósito

La presencia de microfósiles planctónicos y bentónicos en la matriz de la brecha inferior, aunado a su posición estratigráfica sobre calizas pelágicas y por debajo de margas y calizas pelágicas, sugieren un ambiente de depósito de plataforma externa. Por otro lado, la intercalación de capas delgadas (2 a 3 cm) de microbrecha en la unidad 1 infrayacente, aunada a los sedimentos con material de la plataforma en la misma unidad, indica que el depósito de la brecha ocurrió probablemente al pie del talud de la plataforma.

Unidad 3. Microbrecha

Litoestratigrafía y petrografía

La **unidad 3**, incluye a las litofacies 2 a 5 de la secuencia del límite K/T, tiene un espesor de 11 metros; también está compuesta por rocas clásticas y se ubica concordantemente sobre los sedimentos más finos (microbrecha) de la unidad 2. Al igual que la unidad 2, también presenta una estructura gradada desde microbrecha, pasando por arenas, hasta arcillita, pero, a diferencia de aquella, esta unidad exhibe abundante material arcilloso de tipo bentonítico, producto de la alteración de material vítreo. La microbrecha está compuesta por fragmentos de calizas y abundantes fragmentos de "bentonita" que varían de 1 cm hasta 3 mm de diámetro (Fig. 14) Hacia la parte superior se tiene una capa de 80 cm de espesor de arena gruesa (litofacies 3), poco consolidada, que exhibe lapilli acrecionario y cuarzo con estructuras de deformación planas (PDFs, por sus siglas en inglés) (Stöffler y Langenhorst., 1994; .Grieve *et al.*, 1996).

Mineralogía exótica de la unidad 3

Hacia la parte superior de la Unidad 3 se encontró una capa de 70 a 80 cm de espesor que contiene abundante lapilli acrecionario (Fig. 15), vidrio alterado y cuarzo con estructuras de deformación planas. A continuación se describen las características petrográficas de cada uno de ellos.

Lapilli acrecionario.- El lapilli de acreción puede formarse en ambientes volcánicos y en la nube producida por el impacto de meteoritos. Los lapilli de origen volcánico son objetos que han sido documentados en rocas del Fanerozoico y Precámbrico (Moore y Peck, 1962; Reimer, 1983a y b). Están formados por un núcleo, generalmente un fragmento lítico, rodeado por capas concéntricas de material fragmentario, generalmente de aspecto piroclástico (Fig. 15). Las capas concéntricas alrededor del núcleo se forman por la acreción de partículas, debido

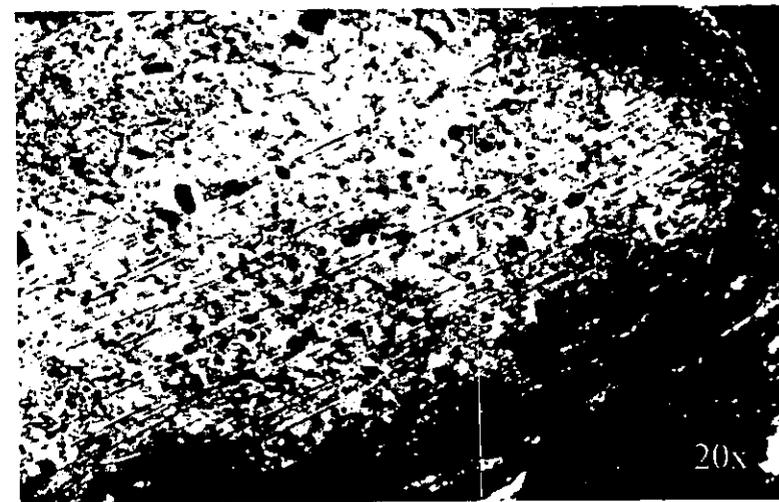
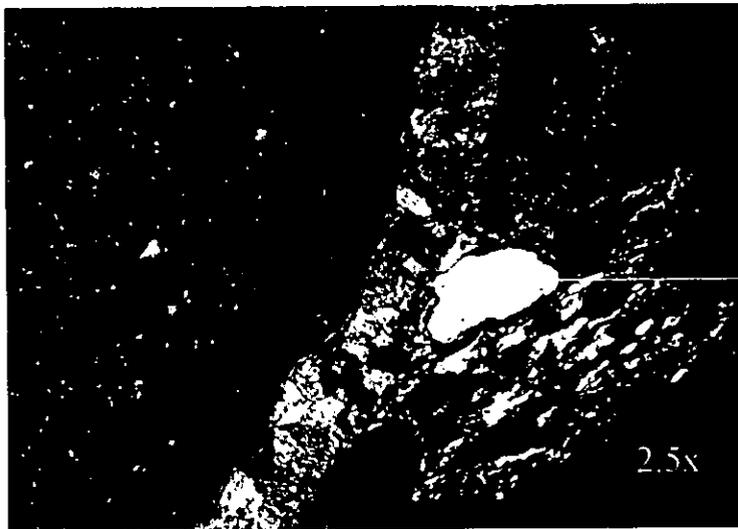
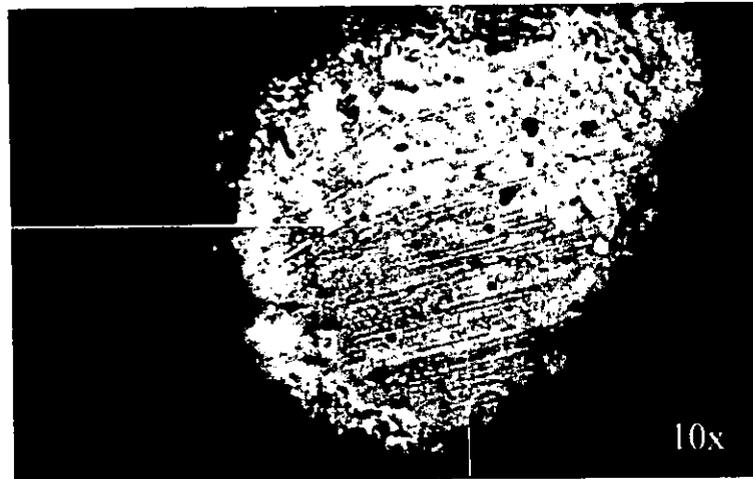
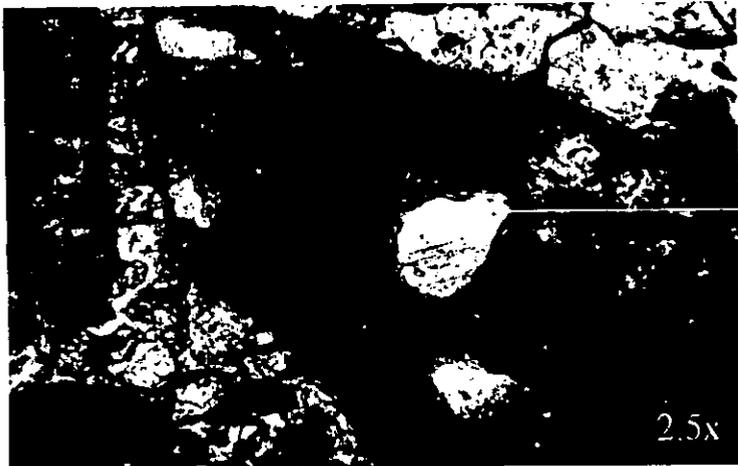
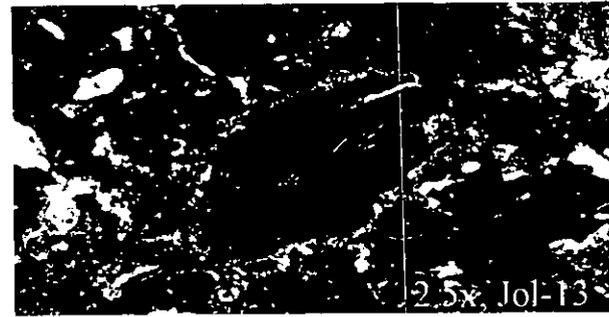


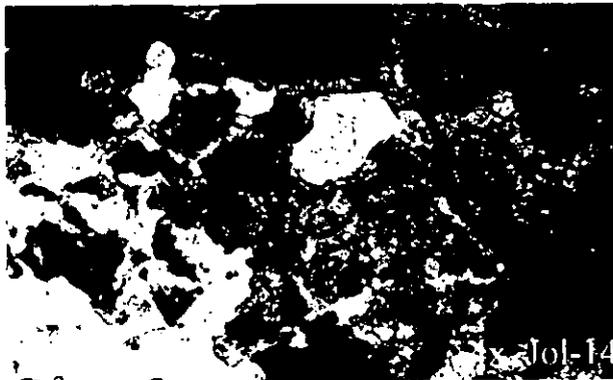
Fig. 14. Materiales de impacto. Granos de cuarzo con estructuras de deformación planas (PDF's) asociados a lapilli acrecionario en la unidad 3 del límite KT. Guayal, Tabasco.



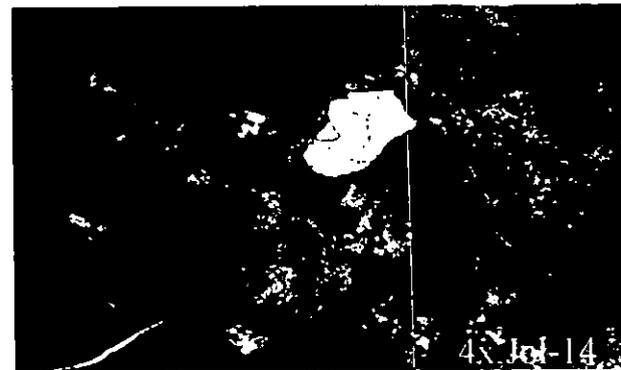
(e)



(f)



(g)



(h)

Fig. 14. Continuación. Materiales de impacto. (e-f) Fragmentos de roca fundida en una matriz clástica-calcárea. (g-h) Al centro fragmento de basamento parcialmente fundido y alterado con cristal de cuarzo. Guayal, Tabasco.

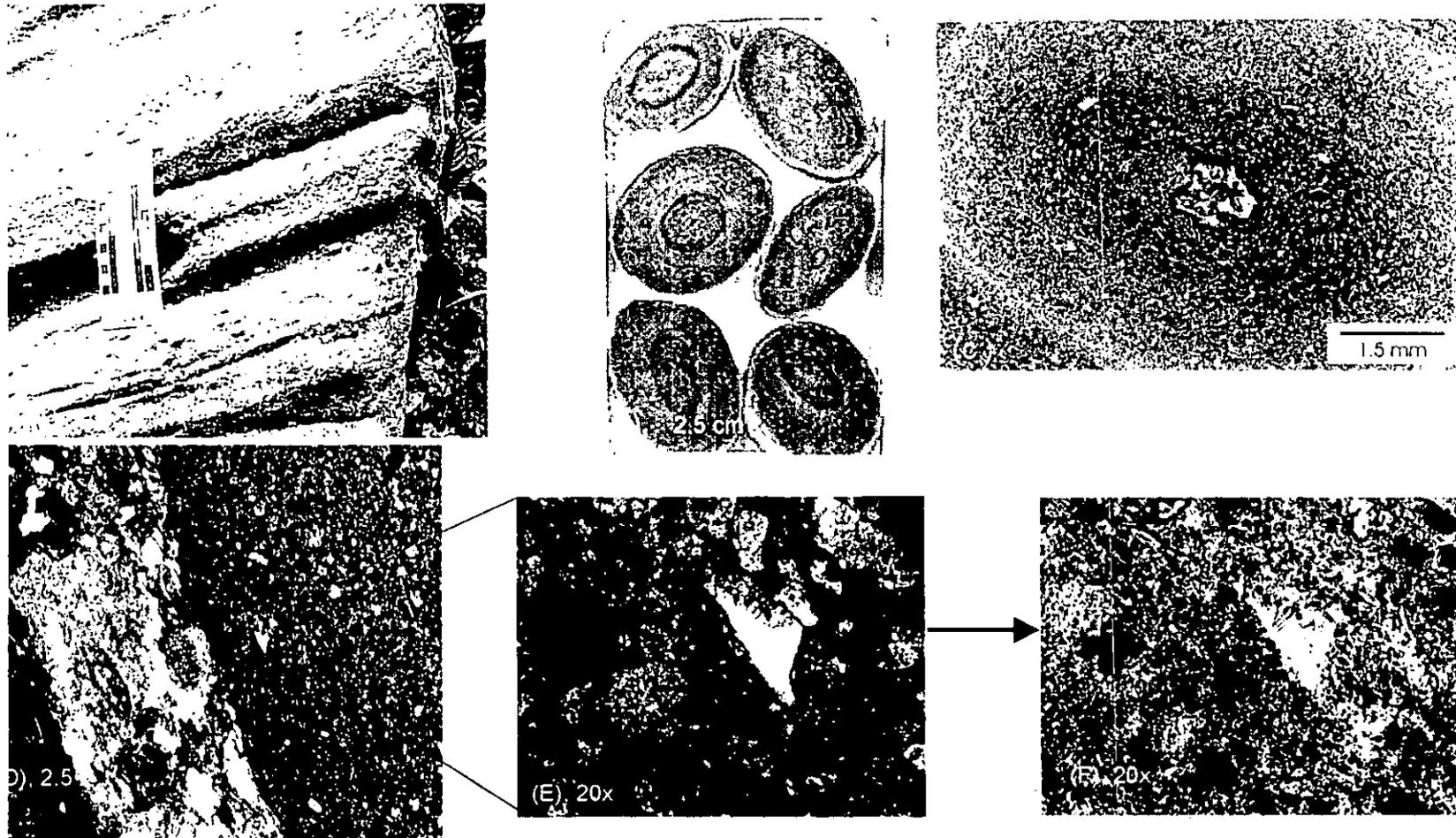
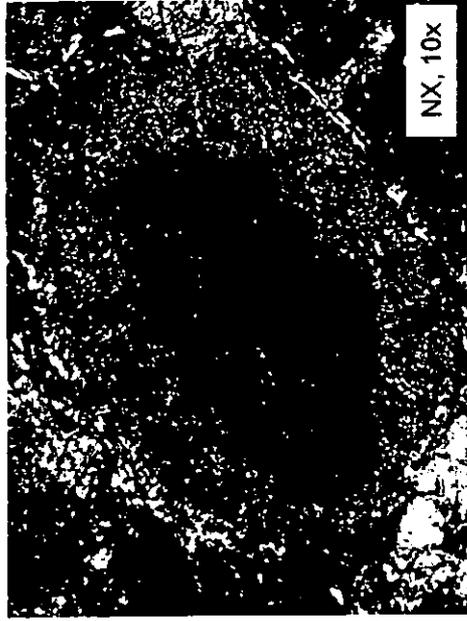


Figura 15. Fotografías de lapilli acrecionario y minerales asociados de la unidad 3 de Guayal, Tab.. (A) Capa con lapilli acrecionario, (B) lámina delgada que muestra la forma y textura del lapilli acrecionario, (C) Núcleo de lapilli acrecionario en sección delgada mostrando núcleo y granos de cuarzo de choque, (D.E.F) cuarzo de choque en lapilli (JOL-14B)



250 micras

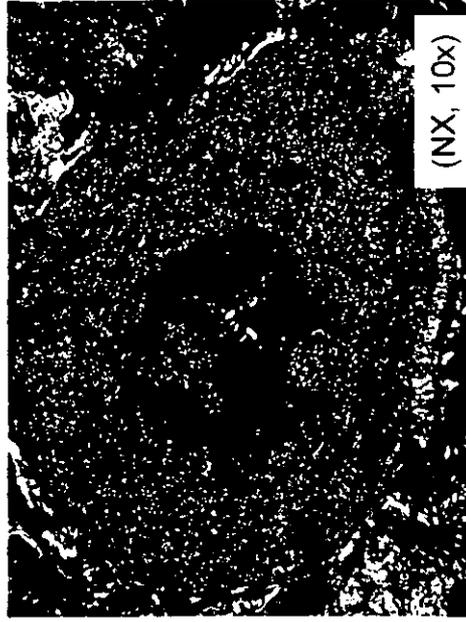


Figura 15. (cont.) Lapilli acrecionario en el límite KT. Además del lapilli de 1.5 mm de diámetro, en la matriz arenosa se encuentran lapilli de menor diámetro (300- 500 micras). Todos muestran un núcleo de material fundido, pero la matriz interna está menos definida comparada con los granos de mayor tamaño. Guayal, Tabasco. JOL-14.

probablemente a fuerzas de atracción electrostática, en las nubes de erupción con cierto grado de humedad y temperatura.

El lapilli de El Guayal consiste de cuerpos elipsoidales ligeramente oblongos, de tonos oscuros y bien endurecidos, de 1 a 1.8 cm de diámetro, calcitizados, dolomitizados y parcialmente silicificados (Grajales *et al.*, 1996, 1997). El núcleo está compuesto de fragmentos de roca parcialmente fundida alrededor de los cuales hay matriz concéntrica formada por la acreción de partículas minerales más pequeñas. Esta capa o matriz concéntrica está constituida por esquirlas de vidrio ahora reemplazadas por calcita y/o clorita, cuarzo con estructuras de deformación planas y cuarzo normal, feldespatos y micas. La textura general de la matriz concéntrica semeja la textura piroclástica de las tobas pero, a diferencia de aquéllas, esta exhibe cuarzo con estructuras de deformación planas. El lapilli de El Guayal es semejante a otros reportados del cráter de Ries en Alemania (Graup, 1981; Newson *et al.*, 1990).

Cuarzo con estructuras de deformación planas.- El cuarzo con estructuras de deformación planas fue encontrado en la microbrecha y areniscas de la unidad 3, en la matriz arenosa que engloba a las formas redondas del lapilli acrecionario, así como en la matriz interna compuesta principalmente por esquirlas de vidrio y que rodea al núcleo del lapilli acrecionario (Grajales *et al.*, 1996; 1997). Los granos de cuarzo son anhedrales y en lámina delgada algunos presentan hasta cuatro direcciones de deformación plana (Fig. 14).

Vidrio alterado.- La mayor parte del material vítreo alterado se observa en las unidades arenosas y limosas. Se presenta a manera de esquirlas o bien como fragmentos de esférulas. Muchos fragmentos son isotrópicos hacia el centro, lo que demuestra que existe material vítreo parcialmente alterado en la sección de El Guayal. Este material vítreo está asociado a lapilli acrecionario y al cuarzo con

estructuras de deformación planas lo que parece indicar un origen común para los tres componentes (Fig. 14).

Edad y ambiente de depósito

Por su posición estratigráfica y correlación con edades isotópicas obtenidas en otros afloramientos (Swisher *et al*, 1992), a esta unidad se le considera del límite K/T. Esta capa areno-conglomerática exhibe el efecto de corrientes que la erosionaron y rellenaron canales; debido a esto, es discontinua o cambia de espesor lateralmente. Considerando que los microfósiles de la matriz de la brecha inferior (unidad 1) indican un ambiente de depósito hemipelágico a pelágico de considerable profundidad, sólo un oleaje vigoroso y gigantesco pudo perturbar el piso oceánico con corrientes de turbidez formadas con sedimentos que fueron acarreados desde la zona de plataforma o, inclusive, de la zona de playa.

Geoquímica de la secuencia con material bentonítico

La geoquímica de la unidad 3 de la sección de El Guayal (Tablas II y III) se caracteriza por presentar una tendencia composicional ligada a la distribución del material vítreo alterado (bentonita). El material bentonítico está prácticamente ausente hacia la parte inferior de la secuencia carbonatada-clástica hasta un volumen casi total de material vítreo alterado en la parte más superior donde predomina el material arcilloso de tipo esmectítico que forma la capa de arcilla, y donde el carbonato está casi ausente (Fig. 16). El SiO_2 y el Al_2O_3 muestran una tendencia uniforme hacia la parte inferior (2 al 10 % SiO_2 y 2 a 5 % Al_2O_3), en la parte media alta se observa un ligero incremento gradual (10 a 20 % SiO_2 y 3-5 % Al_2O_3) hasta alcanzar 75 % de SiO_2 y +/- 5 % de Al_2O_3 en la capa de arcilla. De manera similar el MnO , Fe_2O_3 , K_2O y P_2O_5 muestran una composición uniforme en todos los niveles de la brecha inferior, pero se incrementan notablemente al nivel de la capa de arcilla. Esta tendencia se ha interpretado como el incremento gradual de material bentonítico hacia la parte superior de la secuencia y

Tabla II. Datos geoquímicos de elementos mayores por fluorescencia de rayos-X para muestras de la secuencia carbonatada clástica (unidad 3) del límite K/T. Guayal, Tabasco.

Muestra	Posición en Columna	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	SO ₃	CO ₂	LOI- CO ₂	Total
Guy-34	56	21.8	0.21	5.1	1.96	0.08	2.21	36	0.07	0.9	0.1	0.001	29.8	1.7	99.93
Guy-33	55	18.3	0.17	4.36	2.1	0.09	2.5	38.7	0.06	0.44	0.12	0.1	32.2	1.11	100.24
Guy-32	54	17.1	0.14	3.42	1.5	0.08	2.29	40.1	0.01	0.21	0.12	0.1	33.7	0.8	99.57
Guy-31	53	24.6	0.25	5.87	2.03	0.08	2.93	33.3	0.19	1.22	0.14	0.1	27.6	1.6	99.91
Guy-30	51.5	48.3	0.17	4.63	1.65	0.08	2.09	8.8	0.07	0.59	0.15	0.001	32.1	1.5	100.13
Guy-capa arcilla KT-1	51.3	51.9	0.48	11	6.17	0.05	8.33	8.8	0.001	0.94	0.08	0.001	6.2	5.2	99.75
Guy-capa arcilla KT-2	51.2	70.7	0.4	10.3	3.87	0.14	5.1	2.41	0.001	1.46	0.12	0.001	1.3	4.3	100.10
Guy-26	51	48.3	0.47	12.4	4.56	0.06	7.92	11.3	0.001	1.11	0.07	0.001	7.5	6	99.69
Guy-24	50	33.4	0.31	8.21	3.1	0.04	5.7	25.1	0.001	0.78	0.04	0.001	19.4	4.1	100.18
Guy-22	49.7	35	0.34	9.18	3.67	0.06	6.41	22.3	0.001	0.83	0.07	0.001	17.1	5	99.96
Guy-21	49.6	34.2	0.33	8.55	2.89	0.05	5.55	24.1	0.001	0.88	0.06	0.1	18.9	4.4	100.55
Guy-19	49.4	25.5	0.22	5.89	2.63	0.05	5.43	31.2	0.001	0.45	0.05	0.1	25.4	3.3	100.22
Guy-18	49.2	24.5	0.19	5.07	2.32	0.06	4.91	32.6	0.001	0.36	0.03	0.2	26.8	2.9	99.94
Guy-14	49	21.1	0.22	5.36	2.05	0.05	5.67	33.7	0.001	0.42	0.03	0.1	28.1	3.1	99.90
Guy-13	48.8	22	0.19	4.98	2.07	0.07	4.68	34.5	0.001	0.47	0.06	0.1	28.5	2.6	100.22
Guy-11	48.7	22.9	0.18	5.09	2.07	0.07	6.13	33.2	0.001	0.31	0.02	0.2	27.1	3	100.27
Guy-10	48	21.8	0.18	4.74	1.91	0.07	5.66	34	0.001	0.3	0.02	0.3	28.4	2.5	99.88
Guy-9	48.5	22.3	0.2	5.21	2.09	0.08	5.73	33.6	0.001	0.45	0.02	0.3	27.6	2.5	100.08
Guy-8	44	21.4	0.16	4.5	1.94	0.19	5.32	34.8	0.001	0.27	0.02	0.1	28.6	2.8	100.10
Guy-7	42	21.7	0.19	5.24	2.01	0.06	5.46	33.9	0.001	0.42	0.04	0.2	28.1	2.5	99.82
Guy-6	40.5	16.7	0.13	3.47	1.33	0.09	4.25	39.1	0.001	0.21	0.02	0.1	33	1.7	100.10
Guy-5	38	14.9	0.11	2.9	1.12	0.05	5.36	39.2	0.001	0.17	0.02	0.001	34.5	1.7	100.03
Guy-4	30	12.8	0.12	3.11	1.03	0.04	4.99	39.8	0.001	0.21	0.02	0.1	35.3	2.7	100.22
Guy-3	20	12	0.12	3.13	1.6	0.04	4.32	41.7	0.001	0.22	0.02	0.5	35.8	1.1	100.01
Guy-2	10	10.6	0.08	2.17	0.69	0.05	4.96	42.4	0.001	0.19	0.03	0.1	38.5	0.3	100.07
Guy-1	0.5	2.3	0.08	0.8	0.56	0.03	4.99	48.5	0.001	0.04	0.02	0.001	42.8	0.2	100.28

Tabla III. Datos geoquímicos de elementos traza por fluorescencia de rayos-X para muestras de la secuencia carbonatada clástica (unidad 3). Guayal, Tabasco.

Muestra	Espesor (m)	Ba	Nb	Ni	Rb	Sr	V	Zn	Zr
Guy-34	56	139	10	12	24	340	38	20	45
Guy-33	55	1333	10	12	13	422	39	33	39
Guy-32	54	767	10	12	13	364	35	20	33
Guy-31	53	625	10	12	33	356	59	20	53
Guy-30	51.5	91	10	12	13	348	32	20	40
Guy-capa arcilla KT-1	51.3	265	14	45	13	78	104	57	118
Guy-capa arcilla KT-2	51.2	238	12	71	45	21	194	67	98
Guy-26	51	182	13	12	18	77	93	20	111
Guy-24	50	139	10	12	13	161	53	20	71
Guy-22	49.7	153	10	12	13	139	63	20	74
Guy-21	49.6	142	10	12	13	131	61	20	74
Guy-19	49.4	111	10	12	13	197	40	20	53
Guy-18	49.2	145	10	12	13	211	45	20	48
Guy-14	49	138	10	12	13	245	38	20	51
Guy-13	48.8	176	10	12	13	233	38	20	49
Guy-11	48.7	87	10	12	13	248	44	20	46
Guy-10	48	65	8	12	13	269	44	20	46
Guy-9	48.5	74	8	12	13	256	36	20	49
Guy-8	44	148	8	12	13	276	35	20	42
Guy-7	42	78	8	12	13	271	42	20	46
Guy-6	40.5	82	8	12	13	312	28	20	36
Guy-5	38	117	8	12	13	330	30	20	31
Guy-4	30	56	8	12	13	381	30	20	33
Guy-3	20	64	8	12	13	331	28	20	32
Guy-2	10	76	8	12	13	332	26	20	28
Guy-1	0.5	67	10	12	13	346	20	20	19

representan un modelo de mezclado detrítico de dos componentes que corresponden a un polo de carbonato y un polo de material de bentonítico representado principalmente por material arcilloso esmectítico producto de la alteración de material vítreo. La Figura 17 muestra el modelo de mezclado detrítico binario para Zr, V, Nb, TiO₂, K₂O y Sr contra CaO para muestras carbonatadas impuras y material detrítico arcilloso. Con la excepción del Sr que muestra lo opuesto, los otros elementos muestran una tendencia a su enriquecimiento hacia la parte superior mostrando un máximo en la capa de arcilla.

Unidad 4. Margas y calizas hemipelágicas

Litoestratigrafía

La unidad 4 está compuesta por margas, lutitas calcáreas y calizas arcillosas que cubren la parte superior de la brecha. Esta asociación litológica puede corresponder con una de las siguiente unidades formacionales descritas en trabajos previos: Formación Lacandón, Formación Tenejapa o Formación Soyaló (Castañón y Medina, 1991; Quezada-Muñetón, 1990). De acuerdo con este último autor, las formaciones Lacandón y Tenejapa sobreyacen a la Formación Angostura del Cretácico Tardío compuesta por calizas de plataforma. Por otro lado, consigna que la Formación Soyaló se depositó en ambientes de mar abierto y de plataforma externa. Por lo tanto, debido a las características sedimentológicas de la caliza maastrichtiana infrayacente (Formación Jolpabuchil), indicativas de sedimentación en una plataforma externa, consideramos que la unidad del Paleoceno de la Sección de El Guayal corresponde a la Formación Soyaló, ya que está compuesta por minerales arcillosos y calcáreos de grano fino y en su base presenta abundantes microfósiles planctónicos.

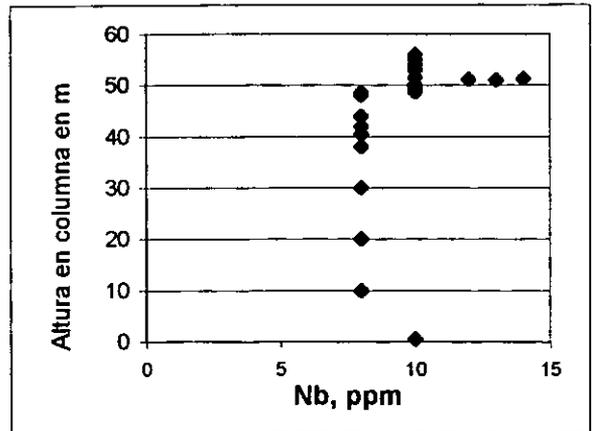
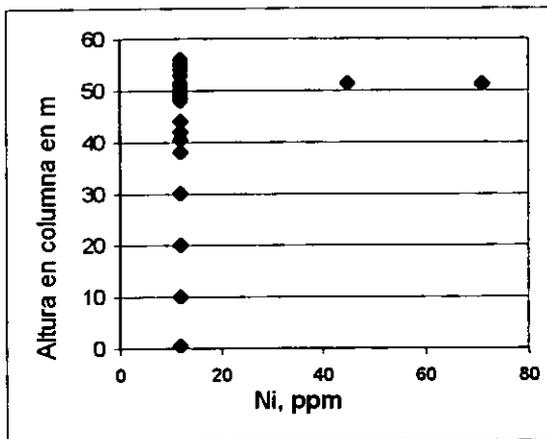
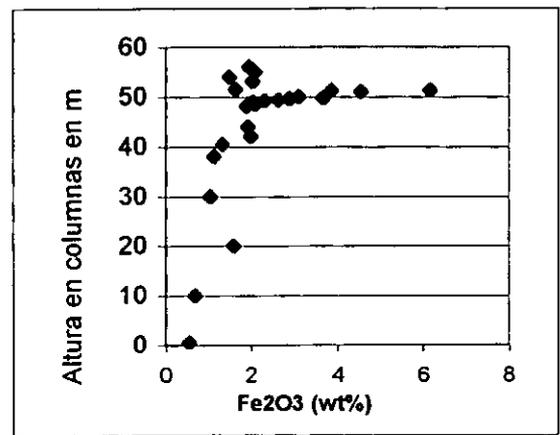
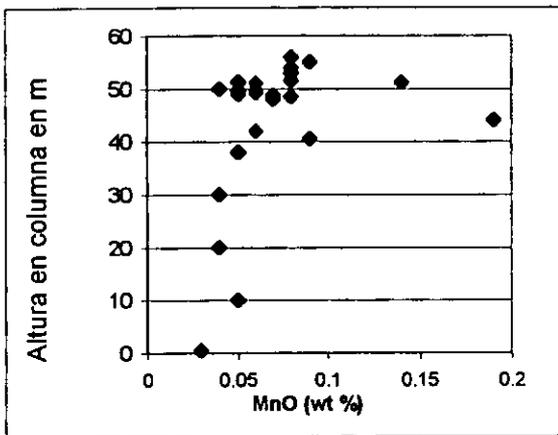
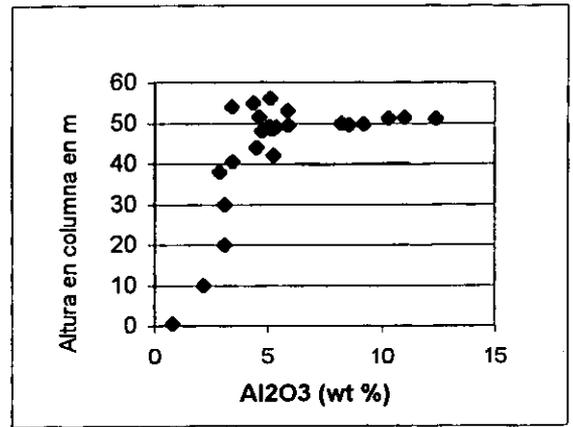
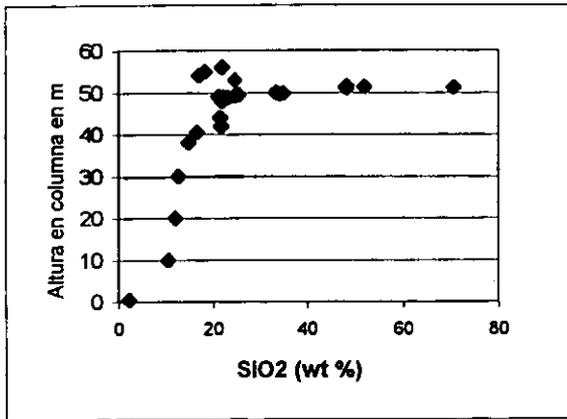


Figura 16. Gráfica de las variaciones de la concentración de Si, Al, Mn, Fe, Ni y Nb en la secuencia carbonatada del límite K/T. Se observa una tendencia a la concentración de estos elementos conforme se sube estratigáficamente; los valores máximos se dan en la capa de arcilla. Consideramos que esta tendencia está ligada al aumento en la concentración de material de expulsión.

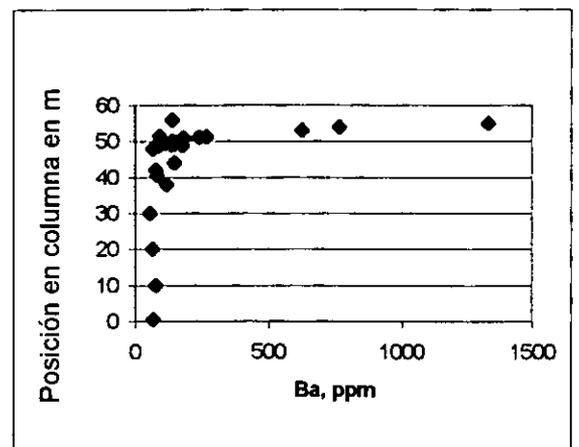
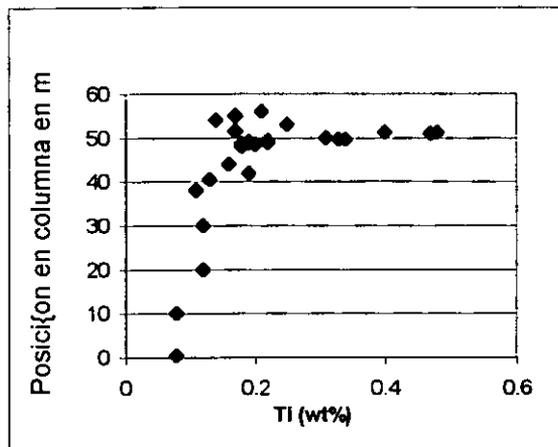
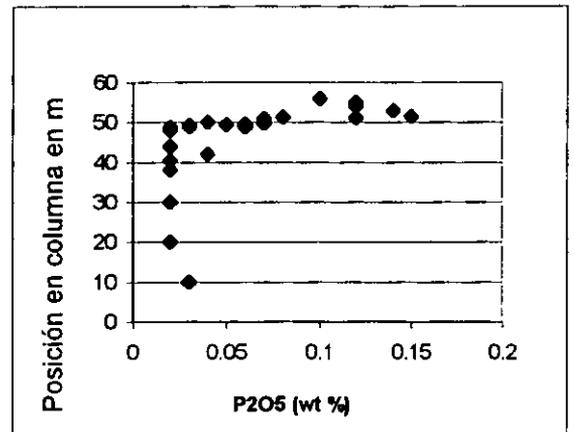
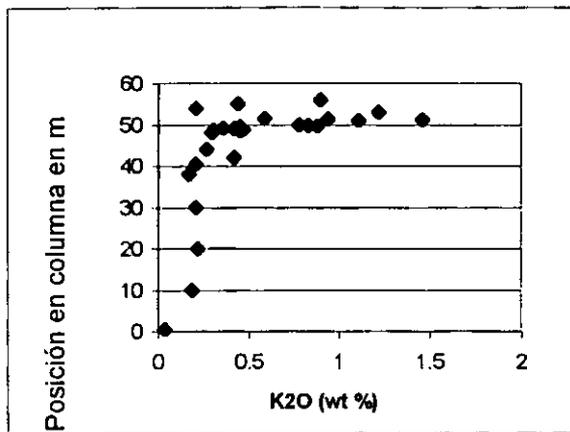
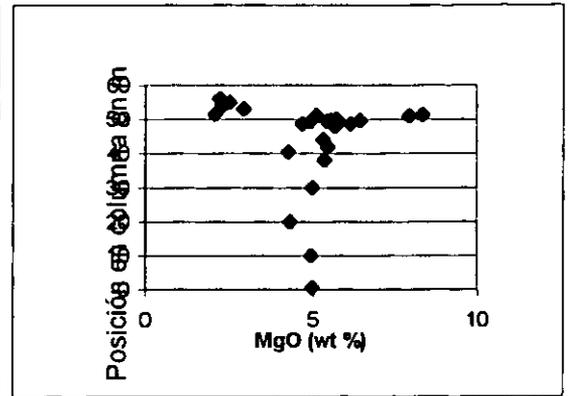
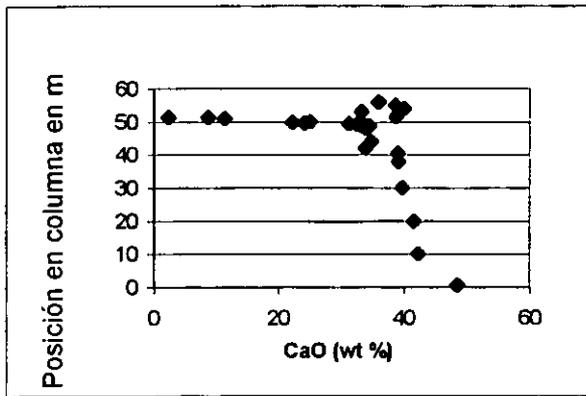


Figura-16 (continuación) Gráfica de las Variaciones de la concentración de Ca, Mg, K, P, Ti y Ba en la secuencia del límite KT en Guayal, Tabasco. Como era de esperarse en la base el Ca tiene valores altos de Ca y Mg y este disminuye hasta tener valores bajos en la capa de arcilla. Asimismo, de manera inversa, el K, P, Ti y Ba tienen valores muy bajos en la base de la brecha, y se incrementan conforme aumenta la proporción de material de expulsión, hasta tener valores máximos en la capa de arcilla.

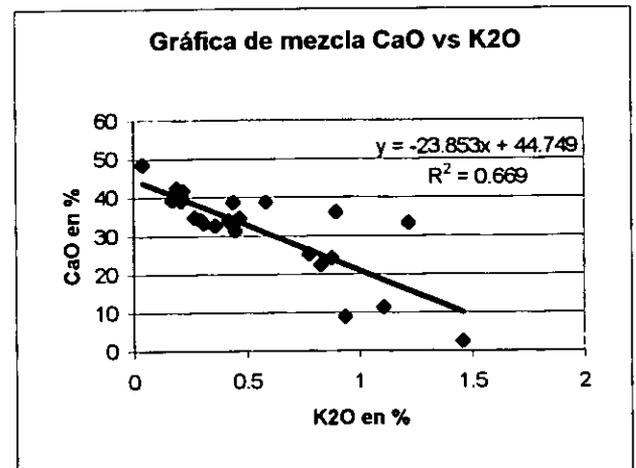
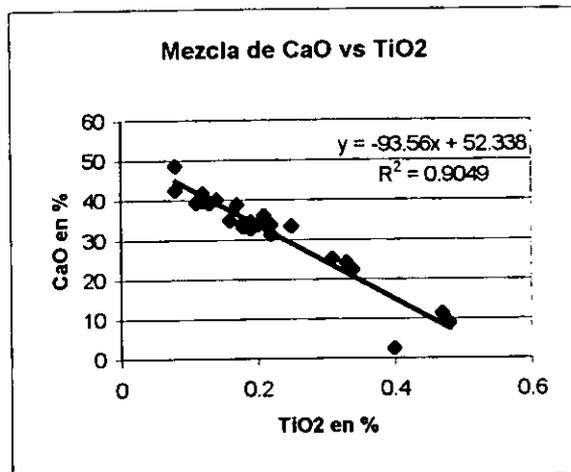
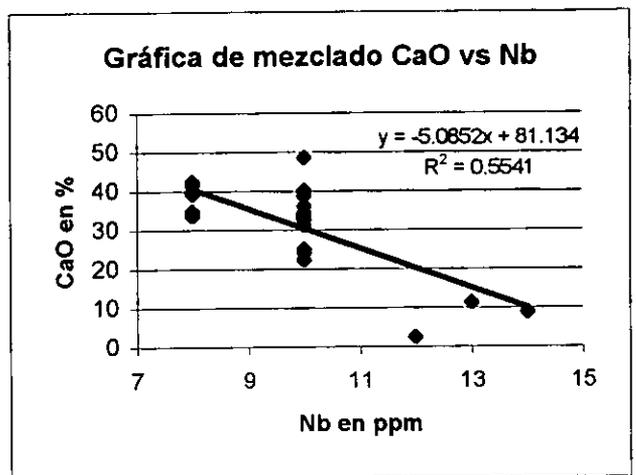
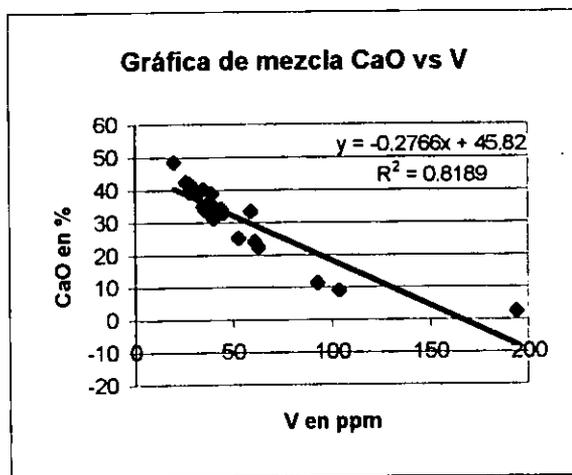
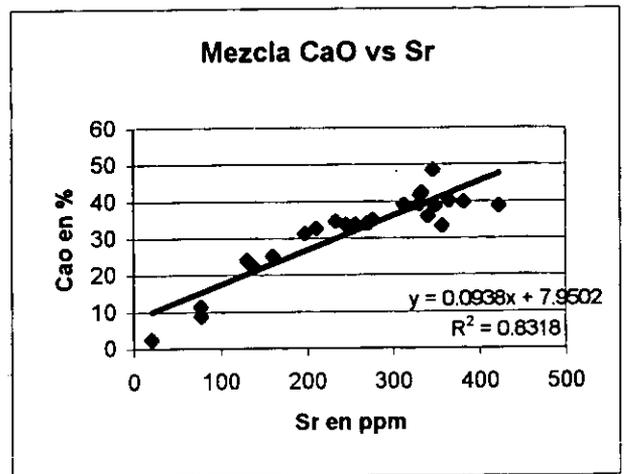
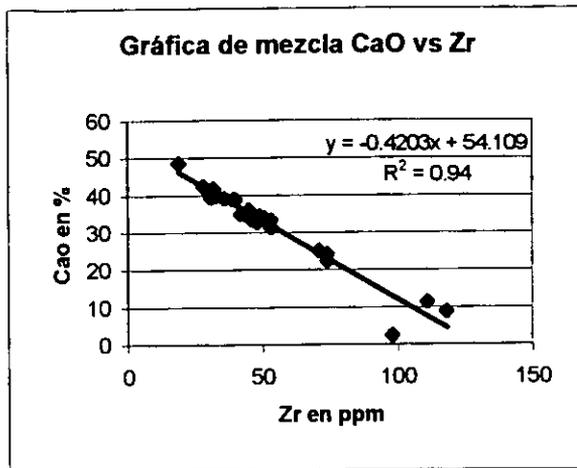


Figura 17. Gráfica de mezcla binaria con datos químicos de la secuencia clásica carbonatada del límite K/T en Guayal, Tabasco. Estos datos muestran la tendencia de mezcla de dos componentes. Uno de los polos de mezcla es el carbonato, dado por CaO y el otro polo es el material de expulsión representado por la arcilla con los elementos Zr, Sr, V, Nb, Ti y K provenientes de la alteración de vidrio de impacto. Se asume que una gran parte de este vidrio proviene de la fusión del basamento en la Península de Yucatán.

Durante el desarrollo de este trabajo se midieron 34 m de la unidad del Paleoceno, pero únicamente se estudió la bioestratigrafía de la base de la unidad. La parte basal está compuesta por capas delgadas de margas, lutita calcárea y caliza arcillosa de 5 cm de espesor de tonos grises claro y oscuro. Estas capas delgadas sobreyacen a otras capas limosas y arcillosas de tonos amarillentos que corresponden a la parte más superior de la unidad 3 que tiene brechas de caliza hacia la base. El estudio petrográfico de las primeras capas de la Formación Soyalo revela que los primeros 3 centímetros contienen muy escasa microfauna y la roca presenta numerosas perforaciones de gusanos (bioturbación) (Fig. 18).

Aproximadamente a los 3 centímetros de la base aparecen formas pequeñas de *Globigerina*. La Figura 18 corresponde a una lámina delgada de 8 cm de alto donde en su base puede apreciarse la abundante presencia de arcilla (capa de arcilla) y la aparición de microfósiles planctónicos hacia la parte superior, equivalente a la parte basal del Paleoceno.

Edad y ambiente de depósito

El estudio bioestratigráfico indica que la parte estratigráficamente más baja de esta unidad exhibe el Paleoceno basal, por la presencia de *Globigerina* sp. y *Parvulorugoglobigerina eugubina*.

La presencia de microfauna planctónica y la litología arcillo-calcárea en capas delgadas indican que la parte basal de la secuencia del Paleoceno se depositó en un ambiente de plataforma externa o de cuenca. Esta observación confirma interpretaciones previas de Quezada-Muñetón (1990). Sin embargo, es importante hacer notar que mientras que en trabajos previos las unidades del Paleoceno se consideraban sobreyaciendo a calizas de plataforma de la Formación Angostura, en este estudio se consigna que el depósito ocurrió sobre una secuencia clástica gradada desde brechas hasta arcillitas, denominando a la misma como unidad carbonatada-clástica del límite K/T. Esta unidad, a su vez, sobreyace a una

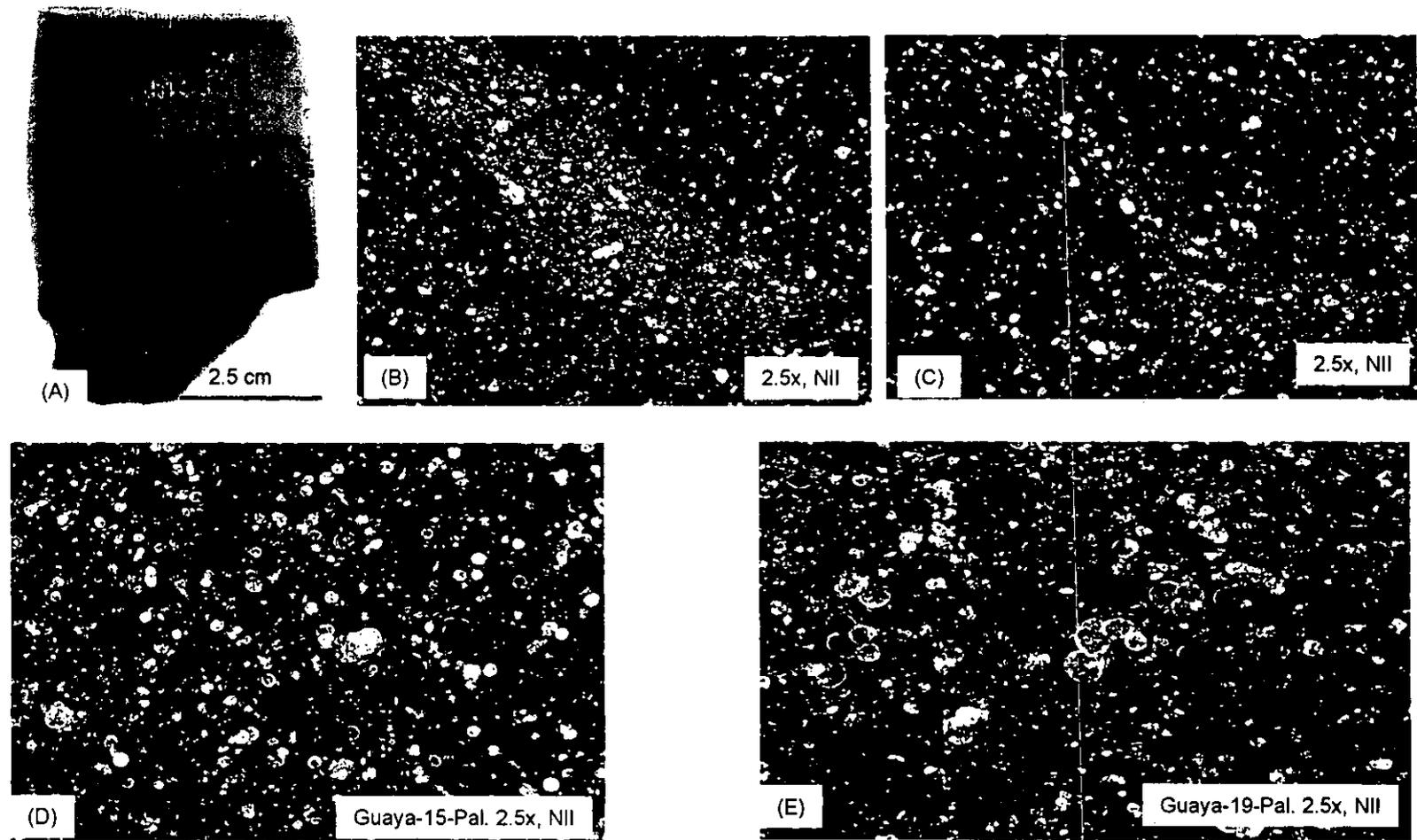


Fig. 18. Fotografías del contenido arcilloso y faunístico de rocas del límite K/T en Guayal, Tab. (A) Sección delgada que muestra la variación del contenido de arcilla desde la base con casi pura arcilla, seguida de un mayor contenido de micrita y bioturbación hacia arriba; (B-C) a 4 y 8 cm de la capa de arcilla se observa material limoso y arcillo, no es evidente la presencia de microfauna, (D- E) La presencia de microfauna planctónica es evidente a 20-30 cm de la base de la capa de arcilla.

secuencia de calizas pelágicas y pelágicas de edad Maastrichtiano Medio-Tardío que corresponde con lo que se ha denominado Formación Jolpabuchil. Esto implica que inmediatamente después de que ocurrió la sedimentación más tardía de la Formación Jolpabuchil (Maastrichtiano Tardío), siguió el depósito súbito de las brechas, areniscas, limolitas y arcillas del límite K/T. La sedimentación marina continuó durante el Paleoceno Temprano en un ambiente sedimentario muy semejante al de la Formación Jolpabuchil infrayacente.

Sección Bochil

La Sección Bochil se localiza a unos 9 Km al noroeste de la población del mismo nombre en el Estado de Chiapas. El afloramiento se localiza sobre la brecha que conduce de Bochil al Pozo Soyaló-1, a aproximadamente 4 Km después de la población de San Pedro Mártir localizada sobre el mismo camino y siempre en dirección al mencionado pozo. La secuencia de carbonatos clásticos (megabrecha, brecha, microbrecha, arenas y arcillas) de Bochil fue reportada originalmente en trabajos inéditos de PEMEX (Medina de la Paz J. y Duran Rodríguez, 1991). Posteriormente Montanari *et al.* (1994) reportaron la anomalía de Iridio en la cima de la secuencia e interpretaron que estaba ligada al evento del límite K/T. En esta localidad no se observa un contacto normal entre la caliza maastrichtiana de la unidad 1 y la brecha de la base de la secuencia de la unidad 2, sino un contacto de tipo estructural. Una falla de desplazamiento lateral pone en contacto a calizas arcillosas y margas del Cretácico Tardío con la brecha inferior de la unidad 2. La Figura 19 muestra las unidades que constituyen la Sección Bochil, mismas que a continuación se describen.

Unidad 1. Calizas hemipelágicas y margas

Esta unidad está constituida por calizas pelágicas de color gris que son semejantes a las descritas informalmente en proyectos inéditos de PEMEX para la región de Yajalón, Chiapas (González-Alvarado, 1963, citado por Quezada-

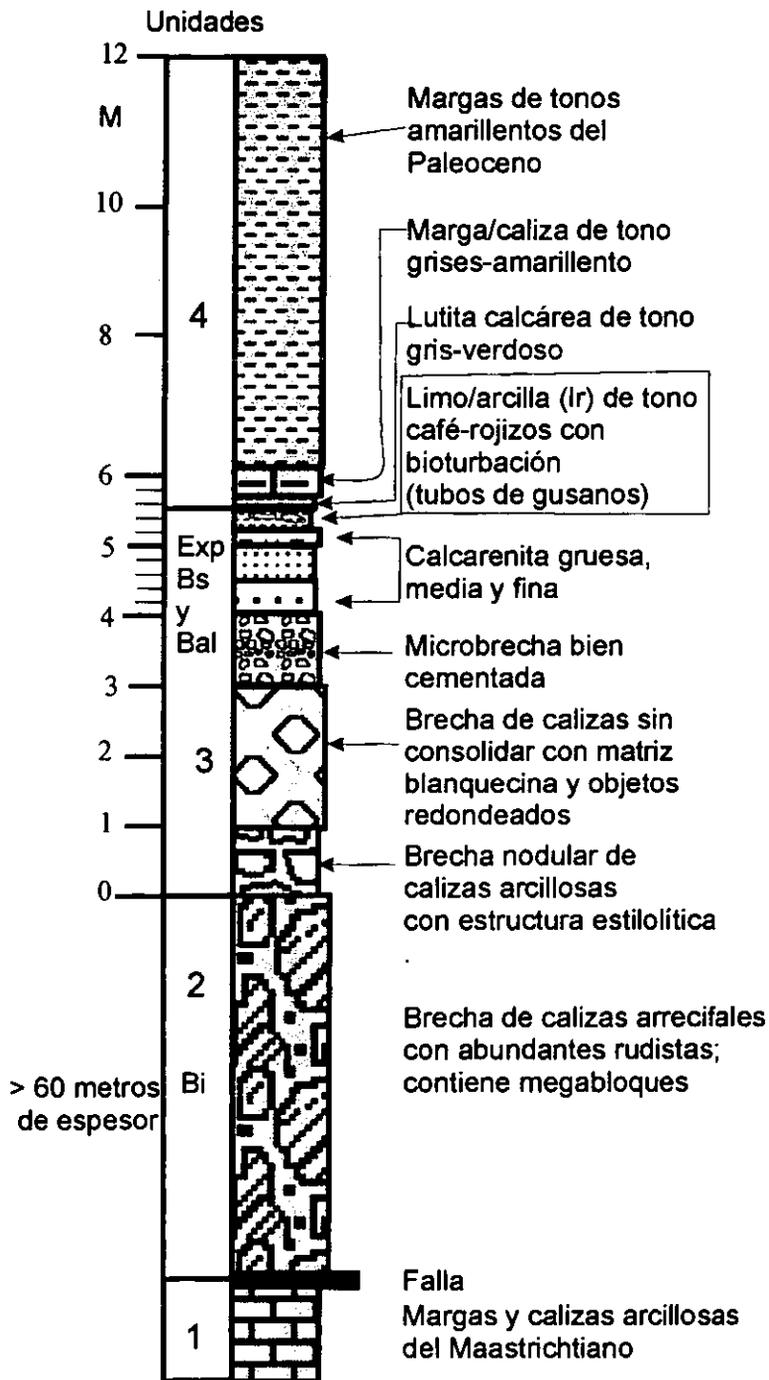


Figura 19. Columna estratigráfica de la secuencia sedimentaria carbonatada del límite K/T en Bochil, Chiapas a ~ 600 km del centro del cráter de Chicxulub. Bi = brecha inferior, Bal = brecha balística, Exp = capa de expulsión y Bs = brecha superior.

Muñetón, 1990) como Formación Jolpabuchil. Aunque el contacto sedimentario directo de la caliza pelágica (unidad 1) con la brecha (unidad 2) no se observó por estar afectado por una falla, en el contacto por falla se observa una caliza arcillosa y escasas margas de edad Maastrichtiano, litológicamente muy semejante a la que aflora en la localidad de El Guayal y que se interpreta como la base sedimentaria de la brecha que a continuación se describe.

Unidad 2. Brecha inferior

Litoestratigrafía

Esta unidad corresponde a una secuencia gradada que puede subdividirse en dos litofacies principales. En trabajos anteriores fue descrita informalmente por Montanari *et al.*, 1994 quienes la asignan al límite K/T basados en la presencia de la anomalía de Iridio. La parte basal corresponde a una brecha carbonatada de más de 60 metros de espesor que, al igual que en El Guayal, hacia la base exhibe bloques desde 1 hasta 5 metros de diámetro y hacia la cima los fragmentos gradúan en diámetro hasta unos cuantos centímetros. En la cima de esta subunidad se tiene una capa de aproximadamente dos metros de espesor de brecha de calizas de aspecto nodular.

Bioestratigrafía y ambiente de depósito

La brecha de Bochil es muy semejante a la descrita en El Guayal; esencialmente es una brecha con poca matriz cuyos clastos se apoyan entre sí. La escasa matriz entre los bloques consiste de material más fino que los clastos de carbonatos; éstos generalmente tienen diámetro de unos cuantos centímetros, o bien se trata de lodo calcáreo que estaba sin consolidar al momento del depósito de la brecha. Esta matriz es sumamente escasa, pero se llegaron a observar algunos ejemplares mal conservados de *Globotruncana mariei*, *Rugoglobigerina* spp., *Heterohelix* spp., *Chubbina jamaicensis* y *Orbitoides* spp. que representan a los

fósiles más jóvenes presentes y que en su conjunto evidencian una edad máxima del Maastrichtiano para el depósito de los fragmentos que componen la brecha. También se observaron "clastos" de mudstone en estado plástico que estaba sin consolidar al momento de su depósito y que fue comprimido entre los fragmentos bien endurecidos provenientes del borde de la plataforma.

Los fragmentos de la parte inferior (muestras BO-1 a BO-8) contienen abundantes macroforaminíferos tales como *Vaughanina cubensis*, *Orbitoides media*, *Asterorbis aguayoi*, *Sulcoperculina globosa*, *Smoutina* spp. y *Aktinorbitoides* sp., característicos de un ambiente de borde de plataforma. Mientras que los fragmentos de la parte superior (BO-9 en adelante) registran una predominancia de alveolínidos del género *Chubbina* y miliólidos, típicos de un ambiente lagunar. Lo anterior implica que la procedencia de los fragmentos tiene un arreglo vertical y que los fragmentos provenientes del borde de la plataforma se sedimentaron primero, seguidos de los fragmentos de origen lagunar.

Unidad 3. Microbrecha.

Litoestratigrafía

La unidad 3 sobreyace en contacto paralelo a la unidad 2. Tiene un espesor total de ~ 6 metros; se inicia con una capa de microbrecha mal clasificada de 3 metros de espesor, de tonos blanquecinos por alteración y compuesta por fragmentos de calizas orgánicas, fósiles bentónicos y material arcilloso de tonos blanquecinos. Sobre esta capa se tienen 2.5 metros de arenas calcáreas de textura gruesa a media en la base y textura de arena fina a limo y arcilla hacia la parte superior. La parte más alta de la columna clástica está coronada por +/- 25 cm de material arcilloso de tonos amarillentos.

Bioestratigrafía y ambiente de depósito

Los fragmentos de carbonato de esta unidad contienen fragmentos de rudistas, alveolínidos del género *Chubbina* y miliólidos, típicos de un ambiente lagunar (Fig. 20). No se pudo reconocer una matriz, pero el género *Chubbina* del Maastrichtiano permite hacer consideraciones semejantes a las realizadas para la Unidad 2. De esta manera, la Unidad 3 se considera también como del límite K/T y está ligada en origen a la unidad 2 infrayacente. Sin embargo, es importante hacer notar que la fauna de los fragmentos de esta unidad es principalmente lagunar, mientras que la de la unidad 2 es principalmente de borde de plataforma.

Mineralogía exótica y anomalía de iridio

En Bochil se ha reportado cuarzo con estructura plana (PDFs) hacia la cima de la unidad 3, en la capa de limolita y lutita rojiza. Así mismo, en ese nivel se reportó una anomalía de iridio con un máximo de 1.5 ppb de ese elemento (Montanari *et al.*, 1994).

Vidrio alterado y minerales con estructuras planas es: La coloración amarillenta a rojiza del material clástico fino de la mayor parte de la unidad 3 se debe a la alteración de material vítreo de grano fino. La muestra BO-18 exhibe abundante material arcilloso, que aún presenta formas de esquirlas y burbujas que señalan su estado vítreo original (Fig. 21). Además, es notable la presencia de numerosos granos de cuarzo y feldespato con texturas planas es de alta presión (Fig. 21).

Unidad 4. Calizas y margas hemipelágicas

Litoestratigrafía, bioestratigrafía y ambiente de depósito

La unidad 4 está compuesta por calizas y margas en capas delgadas. Los estudios micropaleontológicos reportados en trabajos previos indican que la base

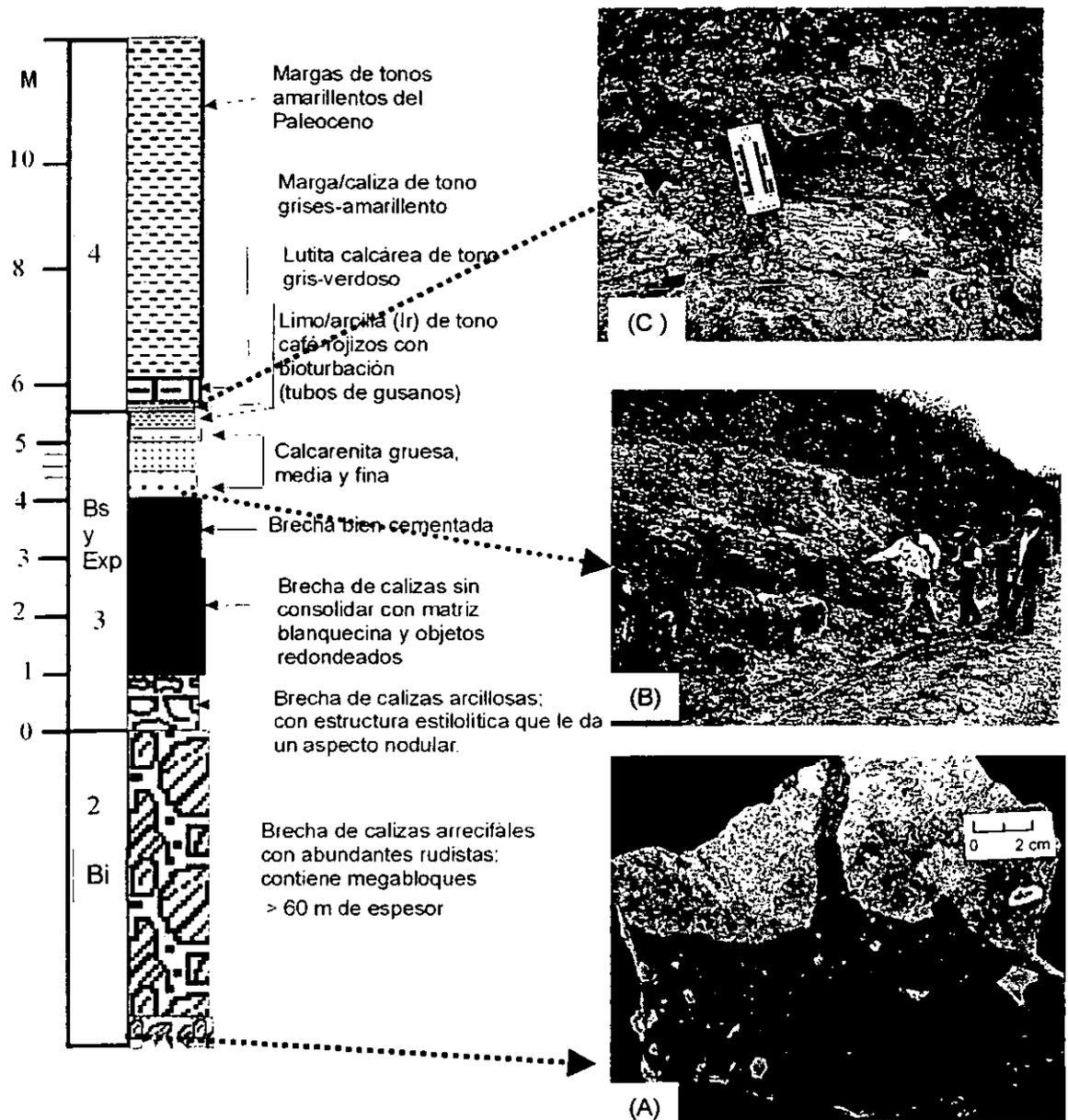


Fig. 20. Litofacies de la columna estratigráfica de Bochil. (A) fragmento de brecha con matriz micritica (color más obscuro, (B) contacto de la brecha más fina con el material de expulsión,(C) contacto del material de expulsión (amarillento ocre) con las primeras margas del Paleoceno basal, (C) detalle del anterior con bioturbación.

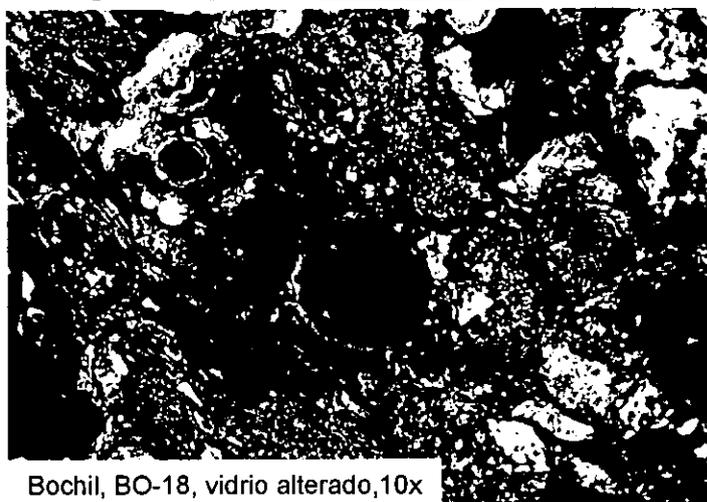
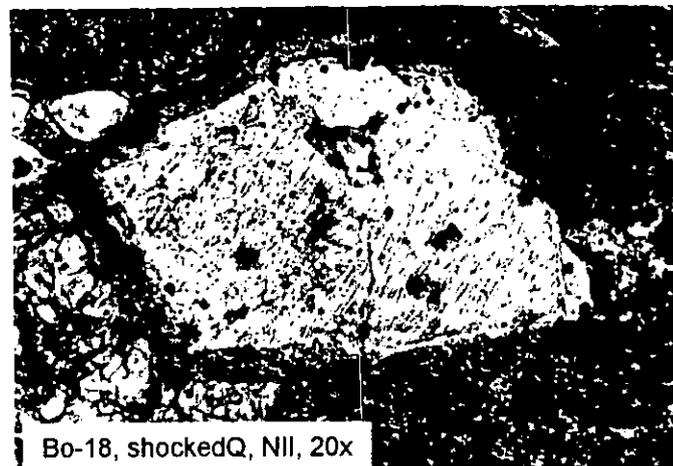
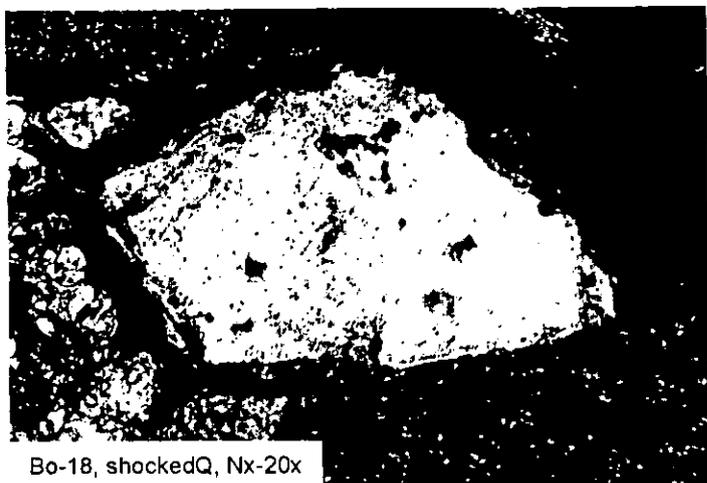


Fig. 21. Materiales de impacto en la capa de expulsión del límite K/T. A-B- cuarzo de choque. C = vidrio alterado donde se observa textura vesicular relict. (D) =minerales zeolíticos como producto de alteración de material vítreo. Bochil, Chiapas.

de esta unidad en la sección de Bochil contiene una asociación microfaunística de la base del Paleoceno (Montanari *et al.*, 1994; Vega *et al.*, 1993; Cedillo *et al.*, 2000). La litología y asociación microfaunística de las margas y calizas indican un ambiente de depósito hemipelágico de plataforma externa. En esta unidad se identificó fauna correspondiente a la parte inferior de la Biozona de *Guembelitra cretacea* (zona P0 y parte inferior de zona P1). Esta biozona se caracteriza por un brusco incremento de la abundancia de *Guembelitra*, que es precisamente el primer evento evolutivo de los foraminíferos planctónicos tras la extinción en masa del límite K/T (Arenillas *et al.*, 2000). Este "pico" de *Guembelitra*, reconocido a nivel mundial en la parte basal del Paleoceno, ocurre en Bochil justamente por encima de las unidades 2 y 3 que representan los sedimentos clásticos del límite K/T en el Golfo de México.

Por otro lado, es interesante hacer notar la presencia de cavidades cilíndricas debidas a gusanos que indican abundante bioturbación en las capitas situadas entre la parte más alta con material de expulsión y las margas que marcan el inicio del Paleoceno (Fig. 20). La porción de margas estudiadas corresponde a lo que ha sido descrito como Formación Soyalo (Quezada-Muñetón, 1990).

CAPÍTULO IV

4. ESTRATIGRAFÍA DEL LÍMITE K/T EN LA PLATAFORMA DE YUCATÁN

Introducción y litología

La estratigrafía del Cretácico de la plataforma de Yucatán se caracteriza por estar constituida por una secuencia compuesta por evaporitas interestratificadas con calizas lagunares y dolomías, depositadas en un ambiente de supramarea y sabkhas (López-Ramos, 1979; Ward *et al.*, 1995; Vollbert, 1999). En las columnas estratigráficas de los pozos Yucatán-5A, Yucatán-4 y Yucatán-1, se reportan unidades de brecha de 400 a 600 m de espesor (Ward *et al.*, 1995; Sharpton *et al.*, 1996). Asimismo, dentro de la estructura de Chicxulub durante el periodo 1994-1995 la UNAM perforó 7 pozos someros. El pozo UNAM-7 alcanzó una profundidad total de 702.4 m, de este espesor total 222 metros corresponden a carbonatos, anhidrita y yeso, y el resto a brecha y megabrechas con abundantes fragmentos de basamento (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 1996a y 1996b).

Con relación a las brechas cortadas por los pozos Yucatán-1 y 4, se tienen dos reportes contrastantes, por un lado López-Ramos (1979) no reconoce la brecha y, desde el núcleo 1 (~ 150 m) hasta el núcleo 12 (~ 700 metros) del Pozo Yucatán-4, reporta intercalaciones de capas de dolomías o calizas dolomitizadas con capas de anhidrita. Por otro lado, Ward *et al.* (1995) y Sharpton *et al.* (1996) reportan la presencia de una brecha ligada a depósitos de "ejecta" en un intervalo que va desde el núcleo 1 hasta el núcleo 12 del mismo pozo.

La brecha del límite K/T en los pozos Yucatán-1 y Yucatán-4

Debido a que varias unidades de brechas, presumiblemente del KT, han sido reportadas tanto en subsuelo como aflorando en áreas cercanas (Ward *et al.*,

1995; Sharpton *et al.*, 1996, Ocampo *et al.*, 1996) y con el fin de probar su relación con el evento de Chicxulub y en su caso, confirmar alguna de las dos interpretaciones antes mencionadas se decidió “fechar” la secuencia evaporítica en muestras de núcleo de los pozos Yucatán-4 y Yucatán-1 y de esta manera interpretar la edad del depósito de la(s) brecha(s).

Debido a la falta de fósiles diagnósticos que permitan determinar la edad de la secuencia por métodos bioestratigráficos, se decidió utilizar el método de fechar por correlación analizando las relaciones isotópicas de Sr en las evaporitas de origen marino y comparar estos datos con la curva isotópica de Sr del agua de mar (p.e. McArthur, 1994).

Análisis estratigráfico y petrográfico

El estudio macroscópico y petrográfico de once fragmentos de núcleo en el pozo Yucatán-4 y nueve fragmentos del pozo Yucatán-1, sugiere que existen dos niveles de brecha en las columnas cortadas en ambos pozos (Fig. 22). En las columnas estratigráficas se correlacionaron los dos niveles de brechas y se hizo una correlación del resto de las unidades de evaporitas y carbonatos someros con base en las “edades” obtenidas mediante la curva isotópica del agua de mar. El primer nivel de brechas, tiene un espesor de ~65 metros en el pozo Yucatán-4, y de ~75 metros en el pozo Yucatán-1. Se trata de una brecha polimíctica formada por fragmentos de dolomías y/o calizas dolomitizadas y evaporitas, con fragmentos de vidrio alterado semejante a bentonita. Este nivel de brecha fue cortado por los núcleos 2 y 3 en el pozo Yucatán-4 (Fig. 23). El tramo estratigráfico no masivo que comprende los núcleos 3 al 11 en el pozo Yucatán-4 y de 3 a 10 en el Yucatán-1, indica que la estratificación está perpendicular a la cavidad del pozo, lo que sugiere horizontalidad de las capas. El segundo nivel de brecha en el pozo Yucatán-4, cortado por los núcleos 11 y 12, va de los 600 a los 700 metros de profundidad y puede tener hasta 100 metros de espesor. Es

litológicamente muy semejante a la brecha del primer nivel, pero en este caso no se observan los fragmentos de vidrio alterado (bentonita) (Fig. 23) Asimismo el pozo Yucatán-1 cortó a esta brecha del nivel inferior con el núcleo-10 y en este caso se calcula un espesor de solamente 20 metros, aunque se ignora la litología de los núcleos 9 y 8.

Con el fin de evaluar el potencial cronoestratigráfico de la anhidrita y de la dolomita temprana íntimamente asociada, se analizó la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en quince muestras del Pozo Yucatán-4, correspondientes a los núcleos 5, 6, 7, 9, 10, 11, 12, 14, y 16, los tres últimos corresponden al intervalo que infrayace al segundo nivel de brechas, y 11 muestras de 9 núcleos del pozo Yucatán-1 (núcleos 3, 4, 11, 15, 16, 17, 19, 23 y 28).

Relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las evaporitas cretácicas

Debido a que la historia del Sr isotópico del agua de mar es bien conocida, sobre todo para los últimos 100 millones de años (Burke *et al.*, 1982; Koepnick, *et al.*, 1985; Hess *et al.*, 1986; Elderfield, 1986; Howarth y McArthur, 1997), la utilización de la curva del Sr isotópico del agua de mar es una herramienta cada vez más utilizada para resolver problemas de cronoestratigrafía (DePaolo and Ingram, 1985; Miller *et al.*, 1988; Rundberg y Smalley, 1990; McNeil and Miller, 1990; Mallinson *et al.*, 1994; Sugarman *et al.*, 1995; Vonhof. and Smit, 1997; Véizer *et al.*, 1997; procesos de dolomitización (Saller, 1984; Swart *et al.*, 1987; Vahrekamp *et al.*, 1988; Land, 1991; Allan y Wiggings, 1993;) y también como indicadores geoquímicos y paleoambientales (MacDougall, 1988, Prinn and Fegley, Jr., 1987, McArthur *et al.*, 1992).

En este trabajo se utilizó la curva de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para fechar por correlación la secuencia cretácica tipo sabkha compuesta por evaporitas y calizas, mediante la curva de Sr isotópico del agua de mar propuesta por Howarth y McArthur, 1997 (Fig. 24). Debido a que la pendiente de la curva de Sr en el tramo que va de los

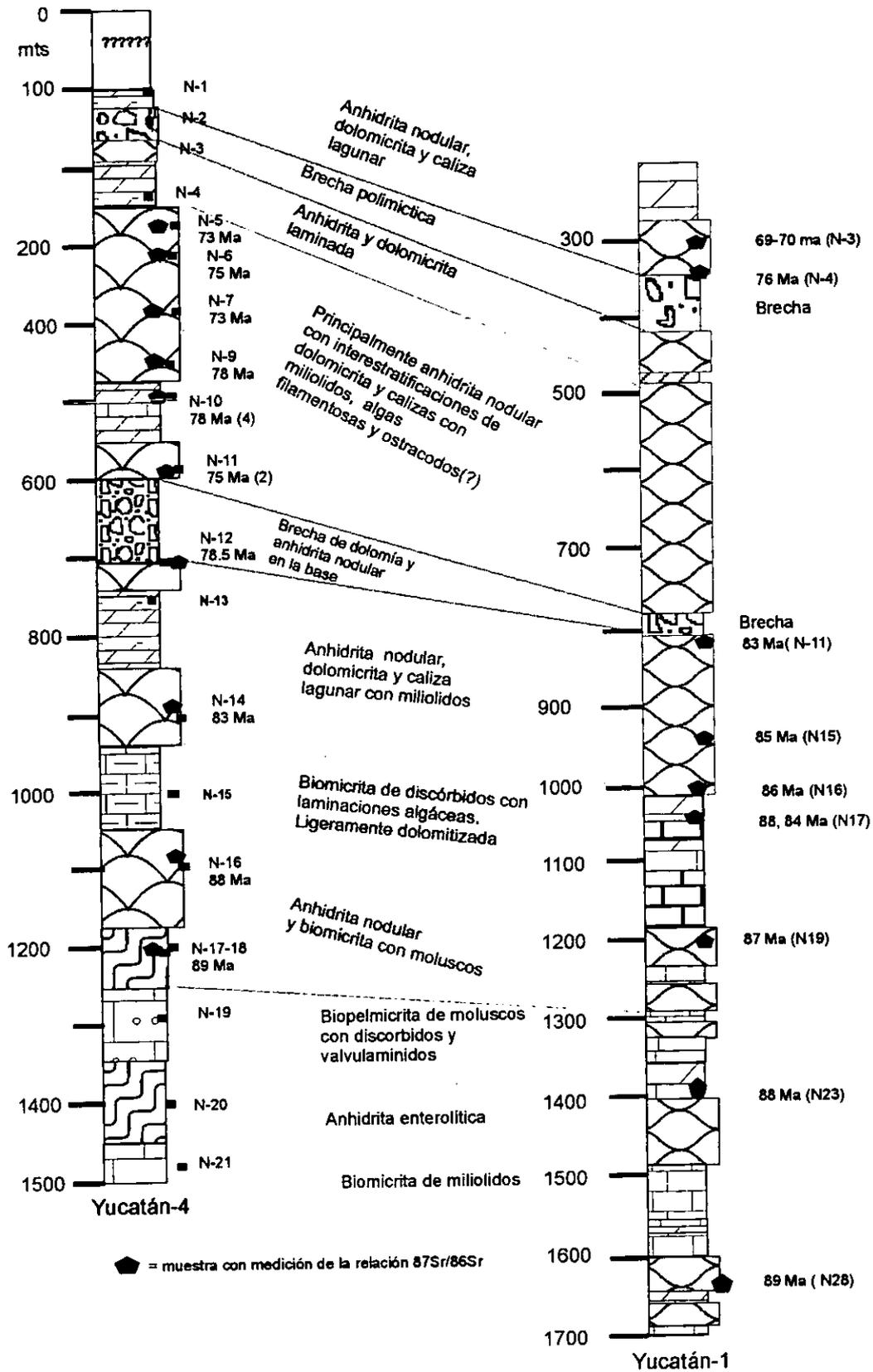


Figura 22.- Sección de correlación litoestratigráfica de los pozos Yucatán-4 y Yucatán-1. Solo se estudiaron hasta la profundidad de 1500 y 1700 metros de profundidad, respectivamente.

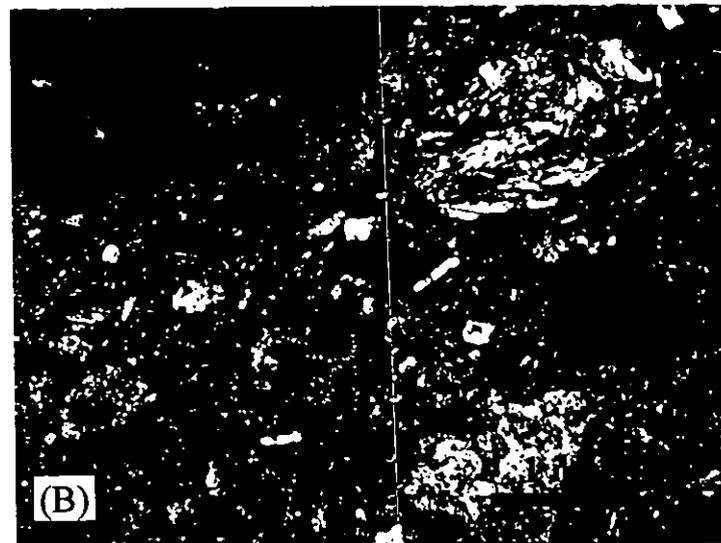
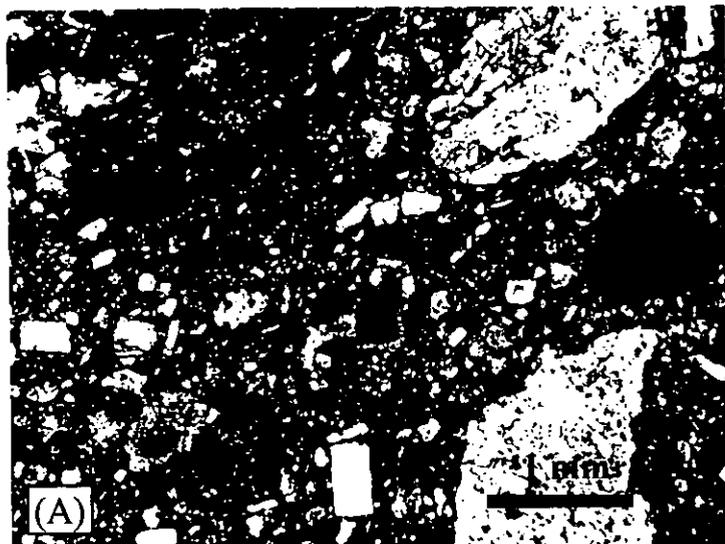


Fig. 23. Fragmentos de ahidrita y vidrio de fusión alterado dentro del horizonte de material de "ejecta" emplazados balísticamente (brecha superior). Pozo Yucatán-1 (N-3). (A) Nícoles paralelos y (B) nícoles cruzados.

65 a los 90 Ma es de $\sim 45^\circ$, considerando el error analítico de la muestra el error gráfico calculado es de 1 Ma en algunas muestras hasta 3 Ma en otras (Fig. 24 y Tabla IV). La escala del tiempo usada en este trabajo es la propuesta por Bralower *et al.* (1995).

Petrografía e isotopía de Sr

Las muestras de anhidrita/yeso estudiadas tienen estructura nodular (“chicken-wire”) y son masivas en muestra de mano. Siempre están asociadas a horizontes delgados de microdolomía y/o caliza (Fig. 25)). En la preparación de las muestras se separó la anhidrita de la dolomita y/o calcita y se utilizó únicamente mineral puro.

El resumen de los datos isotópicos de Sr y la “edad” calculada de muestras de los pozos Yucatán-4 y Yucatán-1 se pueden observar en las Tablas IV y V, respectivamente. Las muestras analizadas en el Pozo Yucatán-4 dieron valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que permiten ubicarlas, basados en la “edad”, en tres grupos principales: a) un grupo superior del Campaniano Tardío (73 Ma), b) otro intermedio del Campaniano medio (77.5 a 78.5 Ma) y finalmente c) el grupo de muestras más antiguo del Campaniano Temprano al Turoniano Tardío (78.5 a 89 Ma).

La Tabla V muestra los datos obtenidos para las muestras del pozo Yucatán-1, donde se pueden apreciar dos grupos de edades principales. El primer grupo incluye los núcleos más someros que dieron edades de 69, 70 y 76 Ma que permite se ubicarlas en el Campaniano Tardío-Maastrichtiano y equivalen en edad al grupo de muestras más jóvenes del Pozo Yucatán-4. El segundo grupo de muestras aportó edades de 83 a 89 Ma que le ubican en el Santoniano-Turoniano y son correlacionables con el grupo de muestras más antiguo del Pozo Yucatán-4.

Tabla IV. Datos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en anhidritas del Pozo Yucatán-4, núcleos 5-17

Número progresivo	Muestra clave	Composición	Profundidad metros	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ LUGIS	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Corregido	Error	Edad Ma
1	Y4N5	anhidrita	270	0.707652	0.707663	0.000035	73.0
2	Y-4N6	anhidrita	320	0.707609	0.70762	0.000044	75.0
3	Y-4N7C3	anhidrita	380	0.707656	0.707667	0.000037	73.0
4	Y-4N9 P4/22	anhidrita	480	0.707566	0.707577	0.000032	78.0
5	Y-4N9P1/5	anhidrita	480	0.707562	0.707573	0.000032	78.0
6	Y-4N10P2/5B	anhidrita	500	0.707571	0.707582	0.000043	77.5
7	Y-4N10P4/14B	anhidrita	505	0.707559	0.707570	0.000031	78.0
8	Y-4N10P5/5B	anhidrita	510	0.707559	0.707570	0.000045	78.0
9	Y-4N10P5/5B-1	anhidrita	510	0.707551	0.707562	0.000037	78.5
10	Y-4N11P1/5	anhidrita	590	0.707616	0.707627	0.000049	75.0
11	Y-4N11C2PV	anhidrita	595	0.707613	0.707624	0.000044	75.0
12	Y-4N12C4P1/5	anhidrita	710	0.707541	0.707552	0.000043	78.5
13	Y-4N14C4P2/21	anhidrita	900	0.707457	0.707468	0.000038	83.5
14	Y-4N16C24/9	anhidrita	1100	0.707323	0.707334	0.000042	88.0
15	Y-4N17C5P1/8	anhidrita	1200	0.707303	0.707314	0.000045	89.0

Nota: Para calcular la "edad" con la curva de Sr del agua de mar propuesta por McArthur se hizo una corrección sumando 0.000011 (diferencia entre el valor que da el std RSM-987 0.710248 a McArthur y el valor que da al LUGIS = 0.710240, al valor obtenido).

Tabla V. Datos isotópicos de Sr en muestras del Pozo Yucatán-1, núcleos 3, 4, 11, 15, 16, 17, 19, 23 y 28

Número progresivo	Muestra	Composición	Prof. en mts.	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 sigma	n	2 sigma	Edad (Ma)	Error en edad
1	Y1N3FB	Anhidrita	300	0.707755	38	57		70.0	menos 3 ó más 1.8 Ma
2	Y1N3BFB	Anh-Yeso	310	0.707762	38	57	9	69.20	menos 2.3 ó más 1.8 Ma
3	Y1N4	Anhidrita	350	0.707594	43	57	10	76.30	menos 2.3 ó más 2.58 Ma
4	Y1N11C1F4	Anhidrita	800	0.707484	48	58	10	83.00	
5	Y1N15C3F10	Anhidrita	950	0.707427	39	52	9	85.00	
6	Y1-N16F2	Dolomicrita	1030	0.707415	40	60	10	86.00	
7	Y1-N17F6	Dolomicrita	1050	0.707324	57	57	15	88.20	
8	Y1-N17F7	Anhidrita	1050	0.707467	60	47	18	83.90	
9	Y1-N19F4	Anhidrita	1200	0.707383	34	57	9	87.00	
10	Y1-N23F2	Anhidrita	1400	0.707322	42	59	11	88.30	
11	Y1-N28F1	Anhidrita	1650	0.707309	47	59	12	89.00	

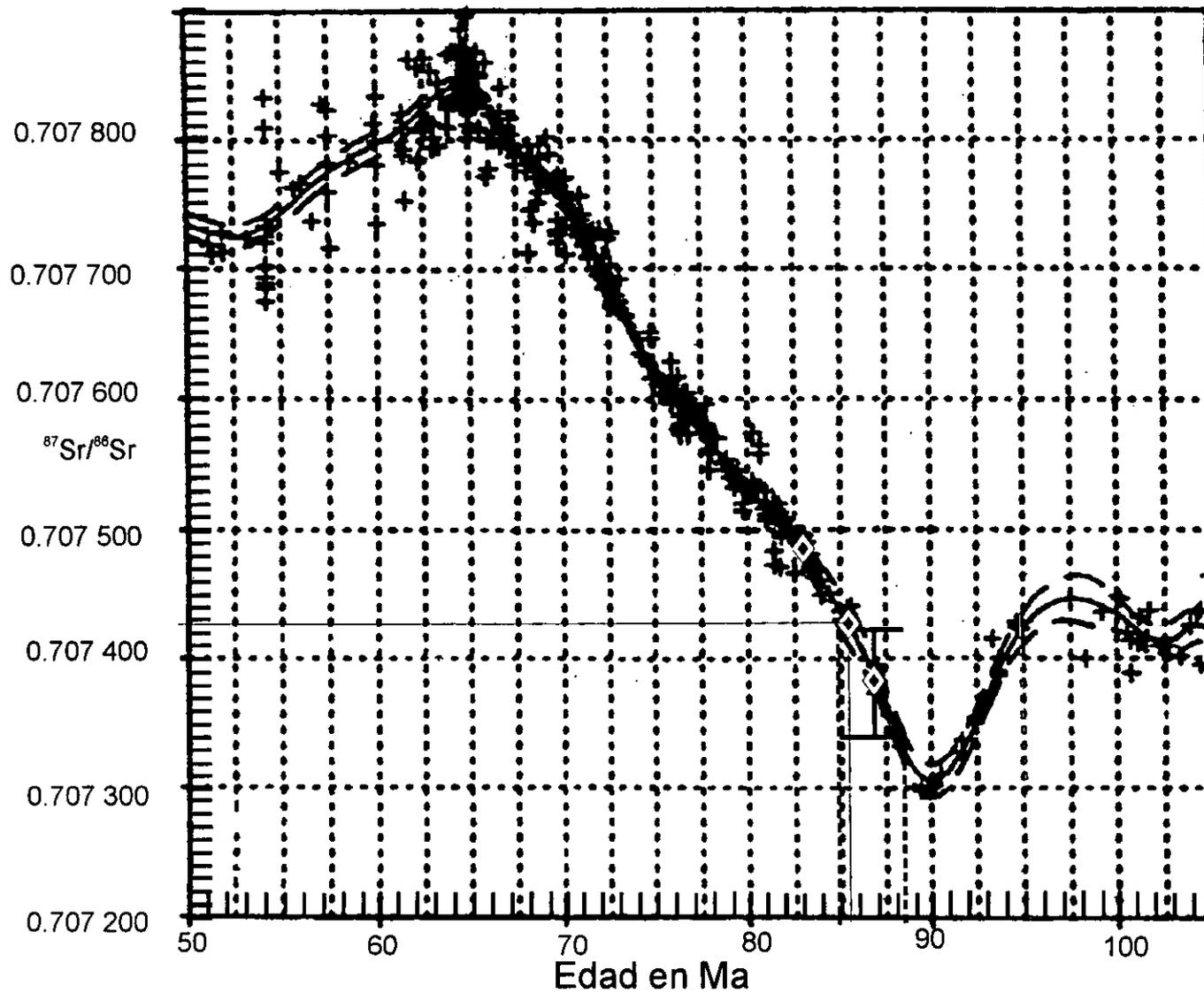


Figura 24.- Curva de Sr isotópico del agua de mar para el periodo 50-100 Ma propuesta por Howarth y McArthur, 1997. También se muestran ejemplos de lectura de "edades" basados en datos isotópicos de Sr.



Fig. 25. Fotografía de lámina delgada con textura chicken-wire ó nodular formada por la relación de anhidrita con capas laminadas de material algáceo ahora dolomitizado. Pozo Yucatán-4, N10, P5

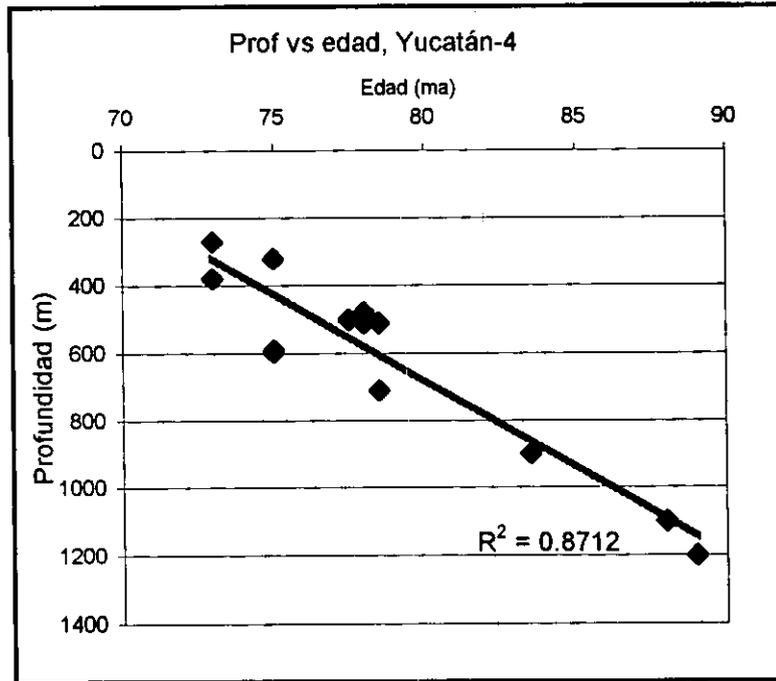
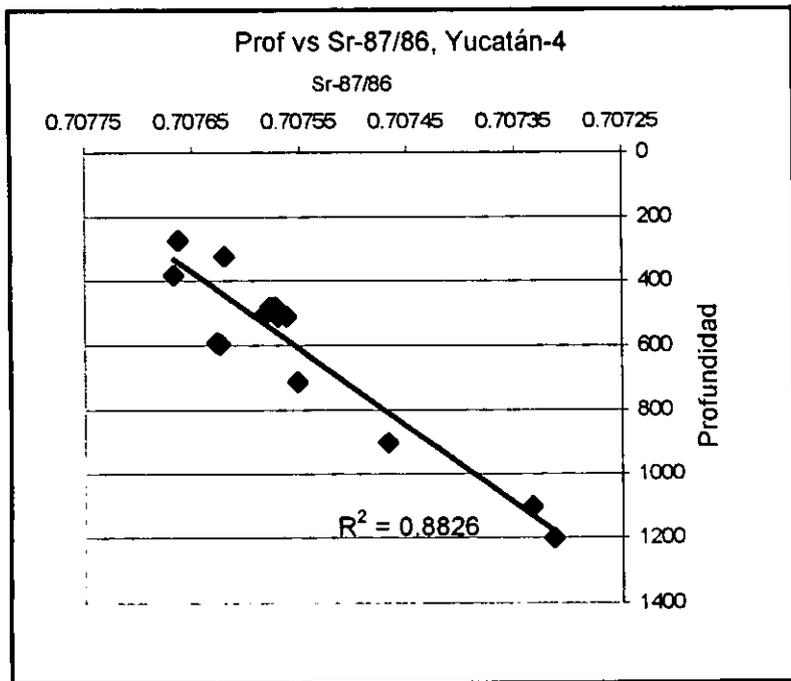


Figura 26. Graficas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y edad contra profundidad del pozo Yucatán-4. Se puede observar que la tendencia general es que las muestras se hacen menos radiogenicas (mayor edad) con la profundidad.

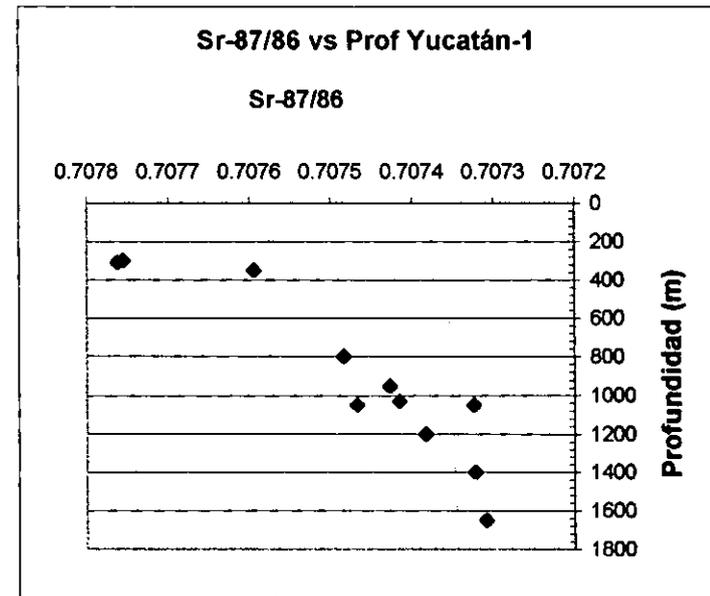
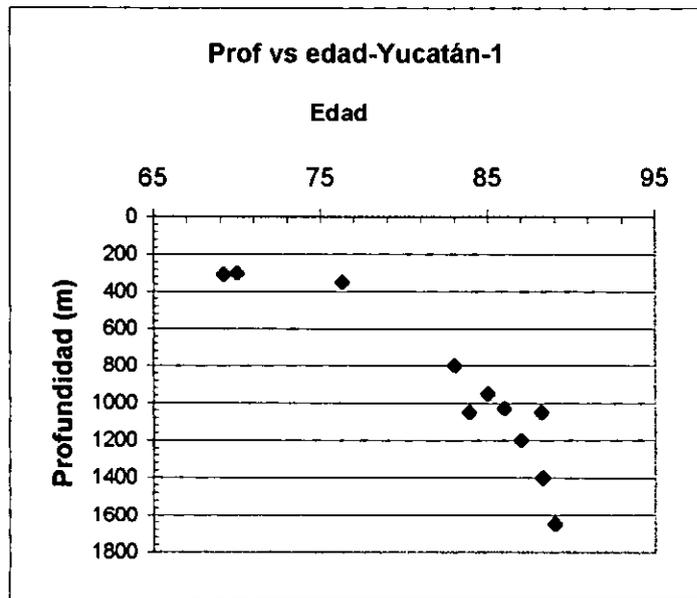


Figura 27. Grafica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y edad contra profundidad del Pozo Yucatán-1. Se puede observar que la tendencia general de las muestras es hacerse menor radiogénicas (mas antiguas) con la profundidad.

En las Figuras 26 y 27 se graficaron los datos de edad y/o las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contra la profundidad en los pozos Yucatán-4 y Yucatán-1. Los datos indican una tendencia muy clara de la disminución de la razón isotópica de Sr con la profundidad que equivale a que las muestras se hacen progresivamente más antiguas conforme aumenta ésta, y que es lo que se espera en una columna sedimentaria de estratigrafía normal. A continuación se describen las edades obtenidas en los núcleos y se reportan en el orden de la perforación, es decir, de lo más somero a lo más profundo.

En el Pozo Yucatán-4, el grupo superior de muestras se ubica en el intervalo de 110 metros de espesor que va de los 270 a los 380 metros de profundidad y comprende a los núcleos 5, 6, y 7. Esta fue la secuencia que dio el dato más joven. Las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ corresponden a valores de 0.707620 y 0.707667 equivalente a edades de ~73 Ma. Estos datos colocan a este intervalo estratigráfico en el Campaniano Tardío y es el que infrayace, separada por 120 metros de evaporitas, calizas y dolomías, a la brecha del intervalo superior.

Por otro lado, el segundo grupo de muestras de evaporitas de los núcleos 9, 10, 11 y 12 representa un espesor de 230 metros que va de los 480 a los 710 metros y dio datos entre 0.707577 a 0.707552 que equivalen a edades entre los 77.5 y 78.5 Ma. Estos datos ubican a este intervalo en el Campaniano Temprano.

Finalmente, el grupo de muestras que dio los datos más antiguos incluye a los núcleos 14, 16 y 17 que corresponden a un espesor de 300 metros, que va de los 900 a los 1200 metros. Los datos isotópicos de Sr varían de 0.707468 a 0.707314, que equivalen a "edades" de 83.5 a 89 Ma y que les ubica en el Santoniano-Coniaciano. Este intervalo infrayace, separado por 200 metros de anhidritas y dolomías, al nivel inferior de brechas.

Con relación al Pozo Yucatán-1, el intervalo superior de 50 metros de espesor que va de los 300 a los 350 metros e incluye a los núcleos 3 y 4, dio "edades" de 73 Ma equivalentes al Campaniano Tardío. Este intervalo de anhidrita suprayace en contacto directo a la brecha del nivel superior. El intervalo intermedio que va de los 359 a los 800 metros no se muestró. Finalmente el intervalo inferior de 850 metros de espesor que va de los 800 a 1650 metros de profundidad aportó "edades" que varían de 83 a 89 Ma, y que le ubica en el Santoniano-Coniaciano. Este intervalo inferior de anhidritas, calizas y dolomías interestratificadas es el que infrayace al nivel inferior de brecha.

Discusión sobre la edad de las brechas y de la secuencia evaporítica

La edad de la brecha de la unidad superior e inferior se puede interpretar a la luz de la "edad" de las evaporitas que le infra y suprayacen, obtenidas por correlación con la curva isotópica de Sr del agua de mar.

La brecha del nivel inferior

En el Pozo Yucatán-1, la edad de la evaporita que infrayace a la brecha del nivel inferior aportó una "edad" de 83 Ma y no se tiene ningún dato adicional para muestras que estén encima de esta brecha. Este dato permite interpretar una edad máxima del Campaniano Temprano para este nivel de brecha en el Pozo Yucatán-1. Por otro lado, en el Pozo Yucatán-4, el nivel inferior de brecha descansa sobre evaporitas del Núcleo 12 que aportaron una edad de 78.5 Ma y está sobreyacida por evaporitas que dieron un dato de 75 Ma. Estos dos datos permiten ubicar en el Campaniano Tardío a la brecha del nivel inferior del Pozo Yucatán-4, por consiguiente al usar en conjunto los datos de los dos pozos es posible interpretar que la edad de la brecha inferior no es más joven que el Campaniano Tardío y no más antigua que el Campaniano Temprano.

Sin embargo, es importante indicar que el análisis de la evaporita del núcleo 11, que sobreyace a la brecha inferior del Pozo Yucatán-4, aportó un dato de 75 Ma (Campaniano Tardío) que sugiere una edad más joven que la obtenida en el núcleo 10 (78 Ma) del mismo pozo. Este dato puede implicar la posibilidad de la presencia de megabloques de evaporitas y dolomías en posición aparente normal (con las capas paralelas a la estratificación) sobre la brecha del nivel inferior. Por su naturaleza, estos bloques o megabloques podrían aportar edades no concordantes al orden estratigráfico normal. Si éste fuera el caso, la posición normal aparente de estos bloques pudo haber confundido a investigadores que interpretaron una secuencia normal (e.j. López-Ramos, 1979). En este trabajo, los datos isotópicos de Sr parecen confirmar interpretaciones previas de Ward *et al.* (1995) y Sharpton *et al.*, (1996) en el sentido de que se trata una secuencia de brechas de ~600 metros de espesor. Sin embargo, es interesante observar que la brecha del nivel inferior del Pozo Yucatán-1 descansa sobre evaporitas muestreadas por el núcleo 11 que aportó una "edad" de 83 Ma, sugiriendo una edad muy similar al mismo nivel de brecha del Pozo Yucatán-4, es decir que considerando los datos de ambos pozos, la brecha inferior parece corresponder a una brecha más antigua y por tanto con un origen diferente al que formó la brecha superior.

Por otro lado, la edad del Campaniano Temprano (78.5 Ma) obtenida de una evaporita del núcleo 12 del Pozo Yucatán-4 localizado inmediatamente por debajo de la brecha del nivel inferior, puede sugerir que esta brecha se depositó sobre un nivel erosivo del Campaniano Medio a Temprano. Sin embargo, esta interpretación está en contradicción con los datos aportados por los núcleos 14, 16 y 17 de muestras infrayacentes que dieron edades ligeramente más antiguas de 83 a 89 Ma que ubican en el Santoniano-Coniaciano a la secuencia de evaporitas y carbonatos. Estos datos son concordantes con el dato de 78.5 Ma en la evaporita del núcleo 12, que guarda una posición estratigráfica más alta en la secuencia antes mencionada. Además, se desconocen niveles de erosión o

“hiatus” del Campaniano en la Plataforma de Yucatán que permitan correlacionar a nivel regional un evento de erosión o no depósito para ese tiempo.

La brecha del nivel superior

Los núcleos 5 y 6 del pozo Yucatán-4 localizados a ~ 120 metros por debajo del nivel superior de brechas, aportan edades de 73 y 75 Ma (Maastrichtiano Temprano-Campaniano Tardío). Si sabemos que por encima de estos núcleos tenemos ~120 metros de evaporitas y dolomías, es razonable interpretar que la brecha suprayacente pudo ser depositada sobre carbonatos y evaporitas del Maastrichtiano Tardío. Al considerar las relaciones estratigráficas de la brecha que aflora en Quintana Roo y Belice, donde la brecha descansa sobre calizas someras (Ocampo *et al.*, 1996; Pope *et al.*, 1999) e incluso sobre evaporitas (observaciones de este trabajo), y la presencia de vidrio alterado (bentonita) en ambas localidades, es posible correlacionar a la brecha del subsuelo de los pozos Yucatán con la brecha aflorante en Quintana Roo y Belice.

En el Pozo Yucatán-1 las evaporitas que suprayacen a la unidad superior de brecha dieron edades de 69, 70 y 76 Ma. Estos datos ubican a la brecha superior en el Cretácico Tardío (Campaniano-Maastrichtiano). Estos datos son inconsistentes con una edad K/T para la brecha, a menos que los núcleos analizados sean realmente fragmentos de la brecha y no capas de roca que la cubren.

Edad de la secuencia evaporítica

Los diferentes niveles de anhídrita entre las profundidades de 270 a 1200 metros del Pozo Yucatán-4 dan valores isotópicos de Sr entre 0.707663 a 0.707314 equivalentes a edades desde el Maastrichtiano Temprano hasta el Turoniano (73 a 89 Ma). Estos datos reflejan la composición isotópica del agua de mar al momento de la precipitación de la anhídrita y por su coherencia estratigráfica

confirman la utilidad de la anhidrita para "fechar" secuencias sedimentarias marinas mediante esta técnica. En relación con los datos obtenidos de las dolomías que aportan "edades" aparentes más antiguas, creemos que la lixiviación con ácido clorhídrico para eliminar la micrita, eliminó también Sr lo que produjo valores más bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y por tanto "edades" más antiguas que las esperadas. Debido a que las anhidritas aportaron edades más razonables que están dentro del marco estratigráfico general que se tiene para la Plataforma de Yucatán consideramos que, de más antiguo a más reciente, las muestras estudiadas caen en el rango que va desde el Turoniano-Coniaciano (89-88 Ma) para los núcleos 18, 17 16; Coniaciano-Campaniano (88 a 78.5 Ma) para los núcleos 16, 15, 14 13 y 12; y Campaniano-Maastrichtiano Temprano (78.5 - 73 Ma) para los núcleos 12, 11, 10, 9 7, 6 y 5 (Fig. 22).

De manera semejante, los datos isotópicos obtenidos del Pozo Yucatán-1 desde una profundidad de 300 a 1650 metros aportaron datos isotópicos que varían de 0.707762 hasta 0.707309 equivalente a edades entre 69 y 89 Ma (Maastrichtiano Tardío a Turoniano). Los datos isotópicos de Sr obtenidos en rocas evaporíticas de la plataforma de Yucatán, parecen reflejar la composición original del agua de mar de la cual precipitaron las evaporitas y por tanto la edad calculada podría estar muy cercana a la edad del depósito de las mismas. La edad más antigua obtenida en aparentes capas de evaporitas que sobreyacen a la brecha superior en el Pozo Yucatán-1 sólo pueden ser explicadas si esas evaporitas corresponden en realidad a bloques dentro de la brecha.

Los datos anteriores apoyan la interpretación de que la brecha presente hacia la parte superior de la columna en los pozos Yucatán-1 y Yucatán-4 podría corresponder al límite K/T. Sin embargo, aún se requieren análisis isotópicos adicionales para poder confirmar esta edad del límite KT para esta brecha superior. La presencia de material bentonítico también sugiere una correlación con otras localidades de brechas aflorantes donde se ha confirmado la edad K/T

de la misma. En contraste, la brecha localizada a mayor profundidad no exhibe material bentonítico, de tal forma que su origen puede estar ligado a un evento sedimentológico diferente, probablemente a procesos de disolución-brechamiento durante el Santoniano-Campaniano (~75-83 Ma).

CAPÍTULO V

5. ESTRATIGRAFÍA DEL LÍMITE KT EN EL SUBSUELO DE LA PLATAFORMA DE CAMPECHE: COMPARACIÓN CON ANÁLOGOS DE SUPERFICIE

Los pozos perforados en la Zona Marina muestran que la brecha productora de hidrocarburos tiene relaciones estratigráficas muy semejantes a la que exhiben las secciones de El Guayal y Bochil previamente descritas. En las columnas estratigráficas del subsuelo de la zona marina se reconocen, al igual que en los afloramientos, cuatro unidades principales (Fig. 28):

La **Unidad 1** compuesta por calizas pelágicas del Maastrichtiano; la **Unidad 2**, constituida por una brecha calcárea fuertemente dolomitizada; la **Unidad 3**, que se subdivide en dos subunidades a y b, compuesta por material bentonítico retrabajado, con intercalaciones de lentes de brecha o conglomerado de caliza.

La subunidad 3a está compuesta básicamente por material bentonítico dolomitizado; la subunidad 3b, está constituida por una brecha o conglomerado superior compuesta por carbonatos. Esta brecha superior generalmente no es productora de hidrocarburos y ha sido reportada en los pozos Bacab-1, Balam-101, Cantarell-227D y Cantarell-418D Finalmente está la unidad 4, compuesta por margas y calizas arcillosas en capas delgadas que corresponden al Paleoceno basal. Debido a que no existe un solo pozo que haya nucleado todas las unidades del límite K/T, se construyó una columna compuesta utilizando registros geofísicos y núcleos de varios pozos de la zona marina. Las litofacies que caracterizan cada unidad se describen con base a los núcleos cortados por numerosos pozos del Campo Cantarell; así como pozos de otros campos como los pozos Bacab-1, N1; Balam-101, N1. A continuación se describen cada una

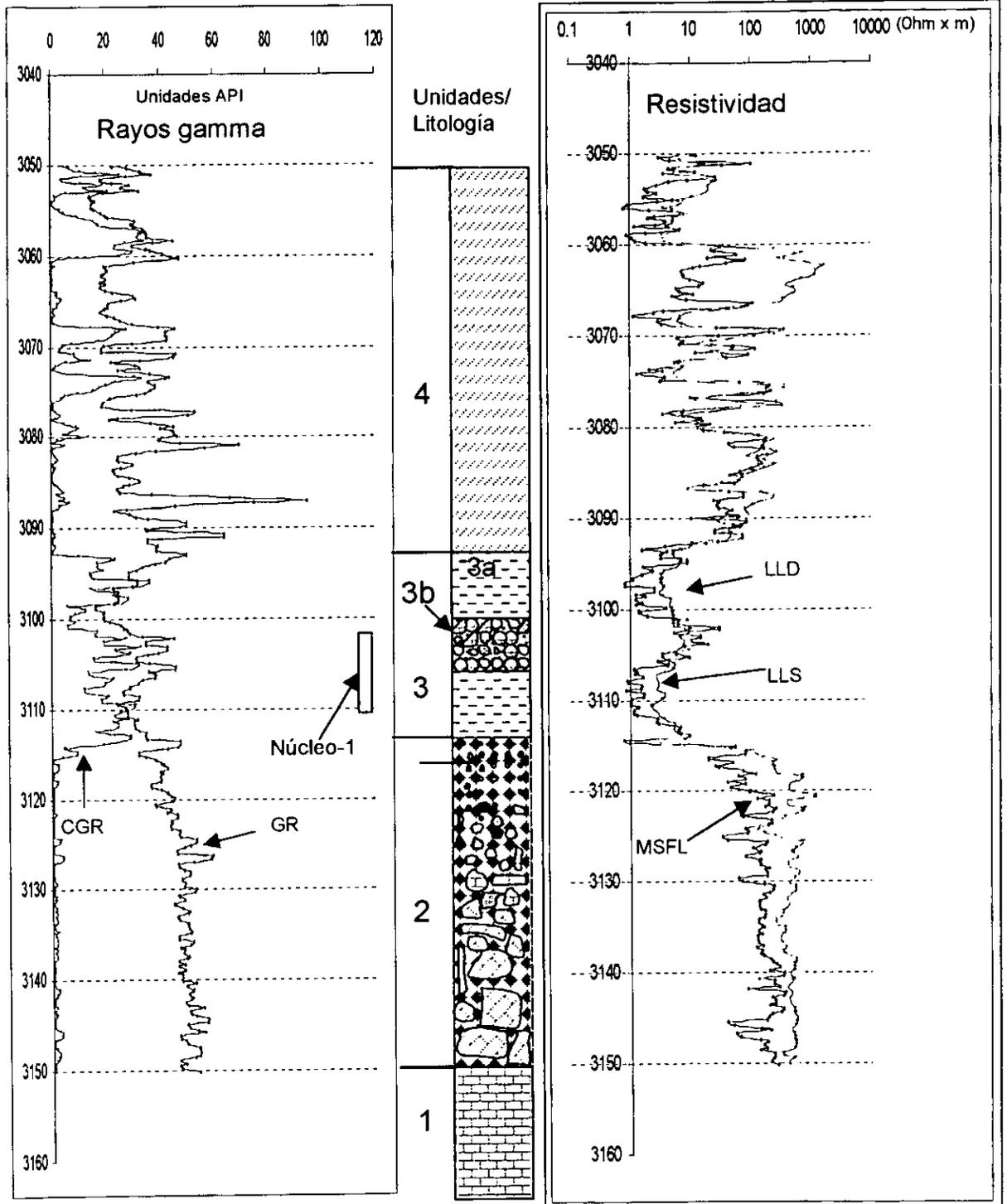


Figura 28. Columna estratigráfica representativa de la secuencia carbonatada del límite K/T en la Sonda Marina de Campeche. Se construyó utilizando información de núcleos de pozos de los campos Cantarell y Bacab y registros geofísicos del Pozo Balam-101. Obsérvese la baja resistividad y alta radioactividad de la unidad 3, consistente con alto contenido de minerales arcillosos observados en lámina delgada de muestras de núcleo. 1 = caliza pelágica maastrichtiana, 2 = brecha dolomitizada, 3 = capa de bentonita dolomitizada con lentes de brecha/conglomerado superior, 4 = margas pelágicas del Paleoceno.

de las unidades que conforman una columna compuesta del subsuelo de la Zona Marina.

Unidad 1. Calizas y margas hemipelágicas

Litoestratigrafía y petrografía

Esta unidad está constituida por las calizas pelágicas equivalentes a la Formación Jolpabuchil descrita por González Alvarado (citado por Quezada-Muñetón, 1990), fue muestreada por los pozos Cantarell 48-D (N-1), Cantarell 86-D (N-1 y N-2) y Cantarell-2098-H (N-1 y N-2). Esta compuesta por calizas pelágicas en capas delgadas de 10 a 20 cm de espesor, frecuentemente con nódulos de pedernal. En muestras de núcleo presenta tonalidades desde gris claro hasta gris oscuro.

Bioestratigrafía y edad

En los pozos C-48D (N-1) y C-86-D (N-1 y 2), las especies encontradas con mayor frecuencia en la Unidad 1 corresponden a las de los géneros *Globotruncana*, *Contusotruncana*, *Gansserina* y *Globotruncanella*. La asociación y rango estratigráfico de *Contusotruncana contusa* y *Racemeiguembelina fructicosa* indican una edad de Maastrichtiano Medio-Tardío, aunque la biozona de ambos taxones pertenece al Maastrichtiano Medio (Premoli Silva & Sliter, 1997). Por otro lado, en el Pozo C-2098H (N- 1 y N-2) se encontró una asociación de *Globotruncana arca*, *G. lapparenti*, *G. linneiana*, *Globotruncanita stuartiformis*, *Contusotruncana plummerae* y *C. fornicata* que evidencia una edad de Campaniano Tardío-Maastrichtiano. Se interpreta que esta caliza, al igual que la encontrada en los pozos C-86D y C-48D, es correlacionable con la Formación Jolpabuchil (González-Alvarado 1963, en Quezada Muñetón, 1990) que tiene una edad Campaniano-Maastrichtiano. En la localidad de Guayal los últimos 10 metros de esta formación tiene una edad Maastrichtiano Medio-Tardío.

Ambiente de depósito

La microfauna de la Unidad 1 es abundante y bien conservada, correspondiendo principalmente a foraminíferos planctónicos y, en menor proporción, calcisferúlidos, evidenciando un ambiente de plataforma externa. En algunos casos, como en el Núcleo 2 del Pozo Cantarell 86-D se encuentran además fragmentos de rudistas y macroforaminíferos en coexistencia con los microfósiles planctónicos. Este núcleo contiene lentes de brecha, semejantes a los lentes de brecha de 10 a 20 cm de espesor observadas en la caliza de la Formación Jolpabuchil que aflora en la Sección El Guayal. Se interpreta que corresponden a flujos de materiales provenientes de la plataforma y depositados en el talud, que están intercalados en la caliza hemipelágica del Campaniano-Maastrichtiano.

Unidad 2. Brecha inferior

Litoestratigrafía y petrografía

La Unidad 2 está constituida por la brecha inferior frecuentemente dolomitizada. A pesar de que la mayor parte de la dolomitización es penetrativa y destruyó parte de la textura original de los fragmentos de las calizas, en núcleos de varios pozos es posible distinguir todavía la textura original del depósito.

En la brecha del Campo Cantarell se han identificado fragmentos de carbonatos de origen somero con porosidad fenestral, móldica, y vugular (Figs. 29 y 30); fragmentos con texturas semejantes a aquellas presentes en secuencias evaporíticas ("chicken-wire") y que hemos considerado como fragmentos de evaporitas afectados por disolución (Fig. 31) y fragmentos de dolomía con porosidad intercrystalina (Fig. 32), además de sistemas de fracturas cementadas y no cementadas (Fig. 33). Esta variedad en los componentes de la brecha implica que se puede tener porosidad y permeabilidad distinta en diferentes

zonas o niveles y, por tanto, el comportamiento del flujo de hidrocarburos debe ser distinto en diferentes niveles o zonas del yacimiento.

Bioestratigrafía y edad

Los clastos observados en las muestras menos dolomitizadas de esta unidad contienen microfósiles planctónicos y bentónicos, así como macroforaminíferos, principalmente del Maastrichtiano. Sin embargo, en algunos casos se han encontrado fragmentos mucho más antiguos, como en el Pozo Cantarell 2084 (Núcleo 1), que contiene fragmentos con *Dictyoconus walnutensis* y *Paracoskinolina sunnilandensis* del Albiano. La matriz de la Unidad 2 (cuando se observa) contiene macroforaminíferos del género *Chubbina*, escasos calcisferúlidos y unos cuantos globotruncánidos que sugieren una edad Maastrichtiano para los fragmentos que componen esta unidad. Por otro lado, la posición estratigráfica por encima de la caliza de la Formación Jolpabuchil y por debajo de la unidad 4 del Paleoceno, indica que el depósito de estos sedimentos clásticos debió ocurrir, probablemente, en tiempos posteriores al Maastrichtiano pero anteriores al Daniano, es decir que se ubicarían en el límite K/T.

Ambiente de depósito

Los estudios bioestratigráficos y petrográficos realizados en los fragmentos que componen la brecha permitieron reconocer 10 microfacies y litofacies, derivados principalmente de zonas lagunares y de intermarea con porosidades típicas de esas zonas someras como son la porosidad fenestral y móldica. Entre las microfacies y/o litofacies reconocidas están:

1. Microfacies con *Microcodium*
2. Microfacies con mudstone peletífero
3. Microfacies con orbitolínidos

4. Microfacies con discórbidos y miliólidos
5. Microfacies con fragmentos con fósiles de aguas someras
6. Microfacies con alveolínidos
7. Microfacies con macroforaminíferos
8. Microfacies con foraminíferos planctónicos
9. Dolomías
10. Evaporitas tipo sabkha

Además de las 10 microfacies antes enumeradas que indican principalmente la procedencia de los fragmentos carbonatados que componen la brecha, es importante señalar que también se han reconocido fragmentos del basamento parcialmente fundidos que contienen minerales con estructuras planas, así como granos individuales de diferentes minerales como feldespatos y cuarzo con estructuras de deformación planas y materiales vítreos alterados (Figs. 34 y 35). Con base en la microfauna de la matriz y por la posición estratigráfica que guarda esta unidad clástica con las rocas infra y suprayacentes, se interpreta que se depositó en un ambiente de plataforma externa, que era el ambiente donde se había estado depositando la caliza hemipelágica de la Unidad 1 y posteriormente se depositaron las calizas y margas de la unidad 4. Dicha interpretación se apoya también en el hecho de que la matriz contiene foraminíferos planctónicos. En el capítulo VII se describen con mayor detalle cada una de las microfacies antes mencionadas.

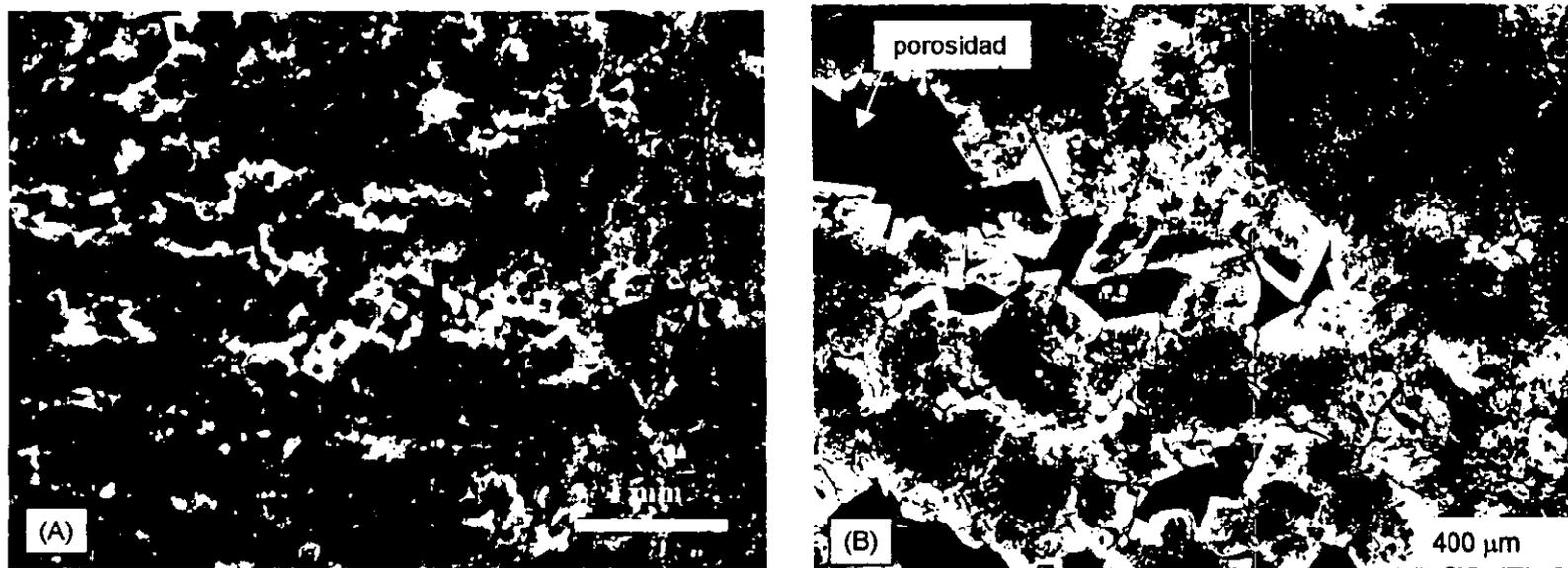


Fig. 29. Porosidad fenestral de facies de intermarea en litoclasto de la brecha calcárea del límite KT en la Sonda Marina de Campeche. El fragmento está totalmente dolomitizado. (A) Pozo C-247, N2 y (B) Pozo C-269 N1. La dolomita es de reemplazamiento, rica en inclusiones y con bordes límpidos. Luz Natural.

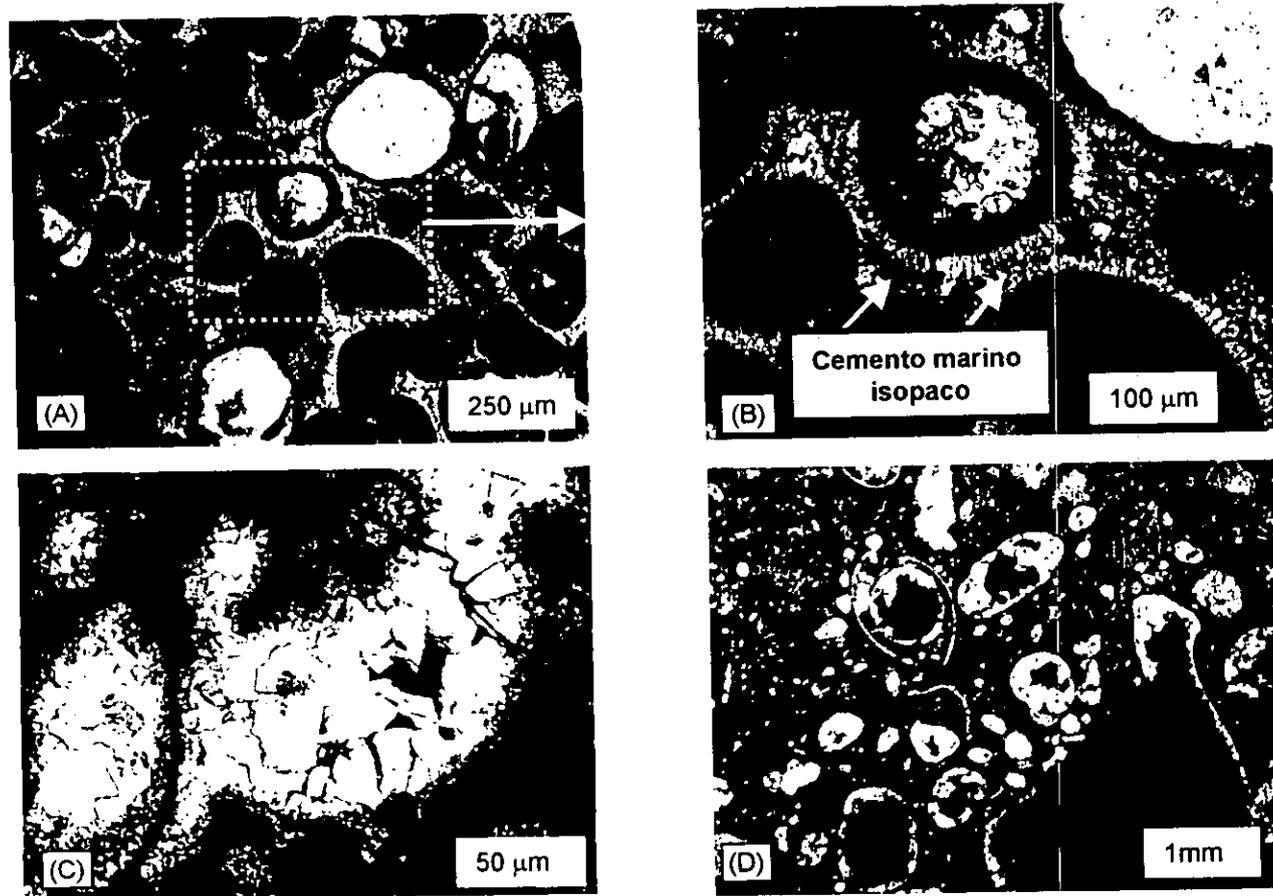


Fig. 30. Litoclastos de facies se aguas someras de la brecha calcárea del límite K/T. (A) y (B) Grainstone de peloides-bioclastos del Pozo Bacab-1 (N-1), contiene cemento isopaco de calcita de origen marino somero. (C) y (D) corresponden a un packstone de bioclastos en los pozos C-2094D (N-2) y C-2067D (N-2), respectivamente. Se observa porosidad móldica, aunque en (A) ha sido casi completamente destruida por precipitación de cemento de calcita en bloque. Todas las fotomicrografías fueron tomada con nicoles cruzados.

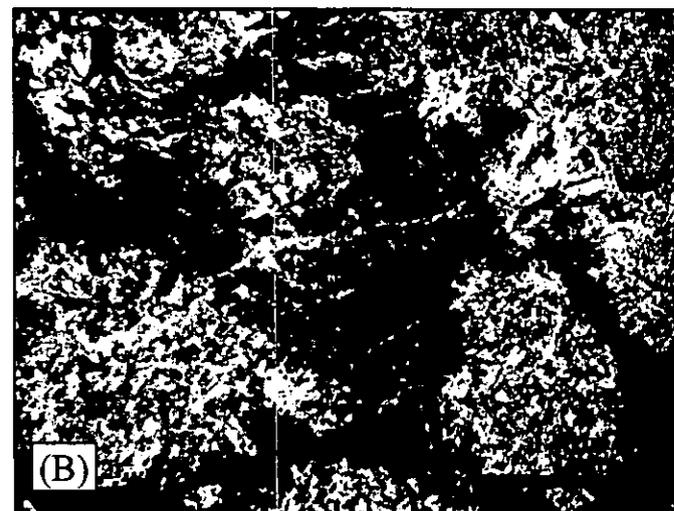


Fig.31. Detalle de un fragmento de evaporita dentro de la brecha calcárea del límite K/T. (A) Fragmento de evaporita (posiblemente anhidrita) del Pozo C-2092D (N-1), completamente disuelto durante diagénesis de sepultamiento profundo, sin embargo, aun conserva la estructura tipo "chickenwire". (B) Evaporitas del Cretácico tipo sabkha del Pozo Yucatán-4 (N-1). Es probable que la secuencia evaporítica de la Plataforma de Yucatán sea la fuente de los fragmentos de la brecha del Campo Cantarell.

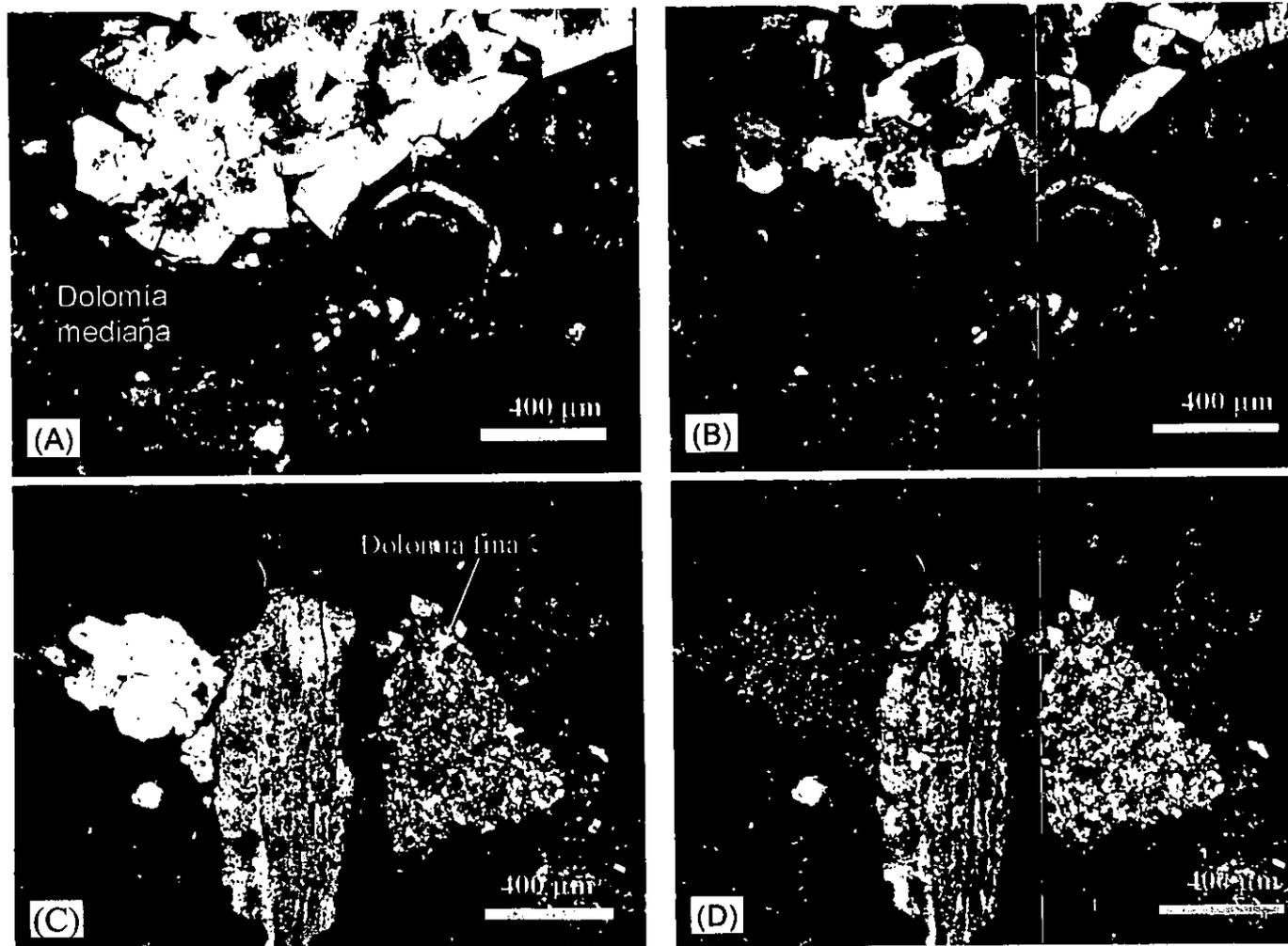


Fig. 32. Litoclastos de dolomías dentro de la brecha calcárea del límite K/T en el Pozo Bacab-1 (N-1). (A) y (B) Fragmento de dolomía de grano medio, en nícoles paralelos y nícoles cruzados, respectivamente. (C) y (D) Fragmento de dolomía fina, en nícoles paralelos y cruzados, respectivamente.

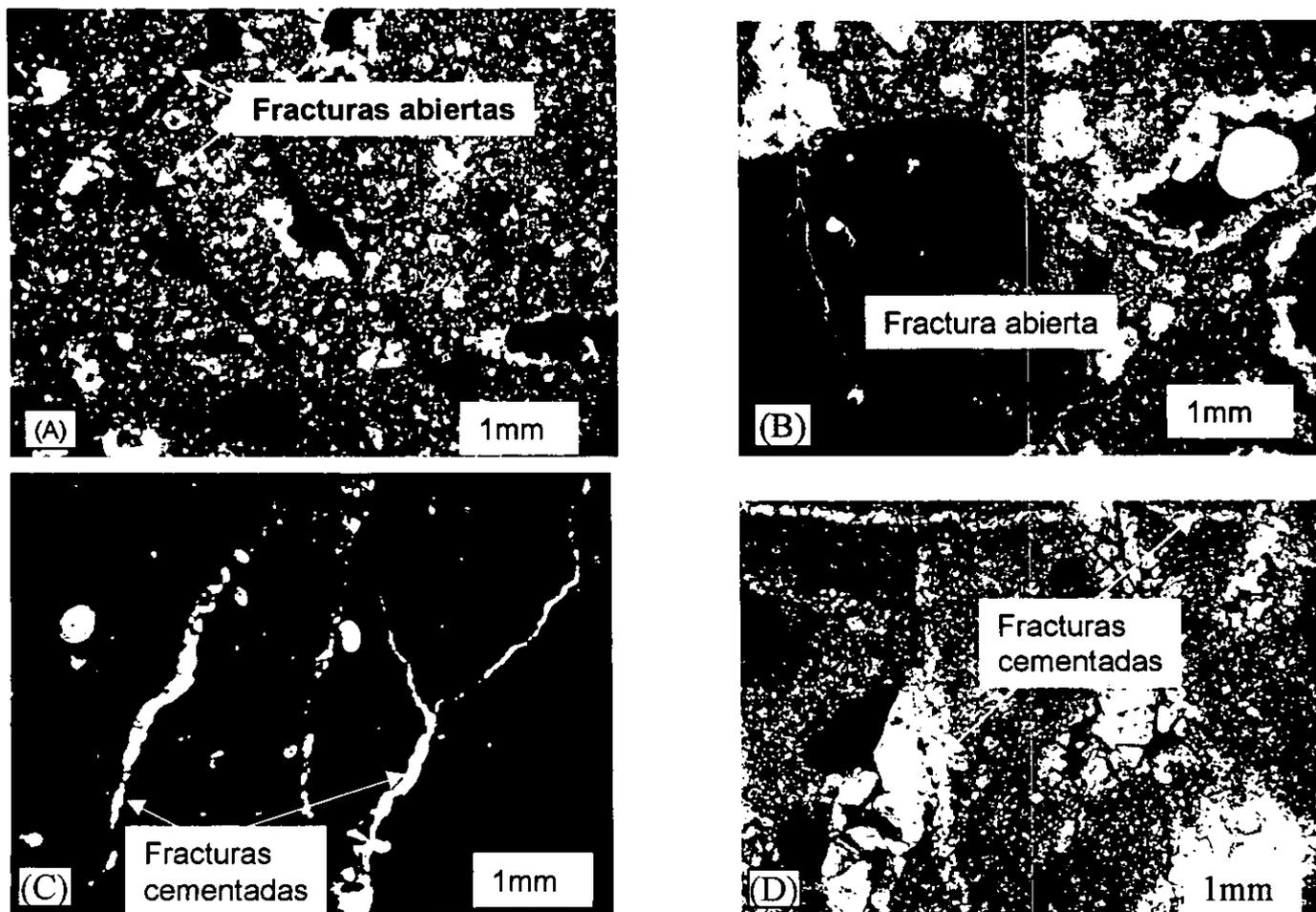


Fig. 33. Ejemplos de fracturas en la brecha calcárea del límite K/T. (A) Fracturas abiertas que se intersectan en el Pozo C-247D (N-2); NX. (B) Fracturas abiertas que en el Pozo C-2074D (N-3, C-3); (C) y (D) Fracturas cementadas por dolomita y calcita en los pozos C-2074D (N-3, C-2) y C-2094D (N-2), respectivamente. En (D) se observan dos series de fracturas.

Unidad 3. Microbrecha, arenisca, limolitas y arcilla

Litoestratigrafía y petrografía

La unidad 3 está compuesta por microbrecha, areniscas, limolitas y arcillitas. Se puede subdividir en las subunidades 3a y 3b. La subunidad 3a está compuesta por la capa bentonítica dolomitizada y puede englobar o infrayacer a la subunidad 3b constituida por una brecha y/o conglomerado de grano fino compuesta por fragmentos de carbonatos con escasa dolomitización. Esta unidad de brecha no es productora de hidrocarburos y ha sido reportada en los pozos Bacab-1, Balam-101, Cantarell-227D.

La subunidad 3a está constituida por una secuencia de material bentonítico dolomitizado con un espesor variable entre 20 y 30 metros. Al microscopio se observa arcilla agrupada en delgadas capas, muchas veces interestratificadas con abundantes cristales pequeños de dolomita euhedral. La arcilla identificada por difracción de rayos-X es principalmente montmorillonita. Esta capa arcillosa y dolomítica de la subunidad 3a está encima de la brecha inferior dolomitizada y se ha interpretado como el sello del yacimiento.

El conglomerado/brecha de la subunidad 3b está compuesta por fragmentos de calizas, principalmente de plataforma y de perimarea y en menor proporción por fragmentos de dolomía. Esta unidad presenta texturas diagenéticas heredadas que son típicas de ambientes diagenéticos someros como es el cemento isopaco de aragonita-calcita acicular (Fig. 30). También se observa un evento diagenético que formó cristales aislados de dolomita euhedral, evento claramente posterior a la diagénesis somera porque los cristales euhedrales reemplazan algunos fragmentos calcáreos. Es probable que la diagénesis temprana haya ocurrido cuando la caliza estaba "in situ" a escasa profundidad, mientras que la dolomita debió formarse en un ambiente de sepultamiento después del depósito de la brecha.

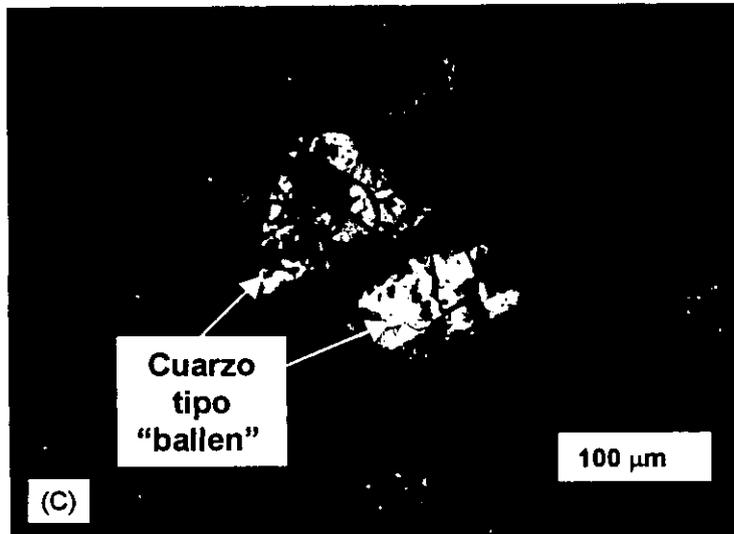
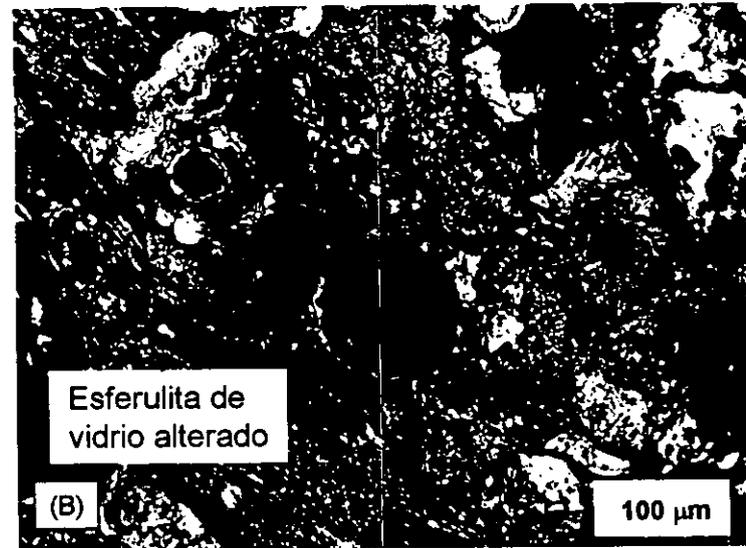
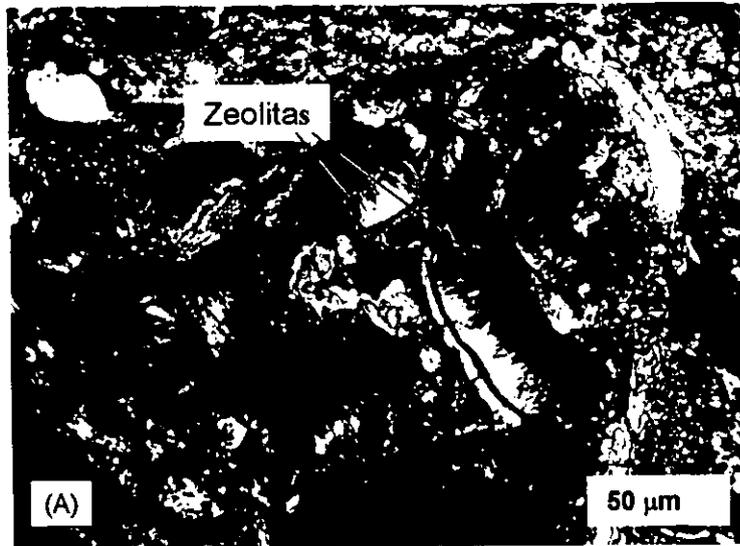


Fig. 34. Fotografía del material de impacto en la capa de expulsión (ejecta layer) que funciona como roca sello de la brecha calcárea del límite K/T en el Pozo C-227D (N-1) del Campo Cantarell. (A) Posible zeolita resultante de la alteración de vidrio de fusión. (B) Vidrio de fusión. (C) Cuarzo con estructura tipo "ballen".

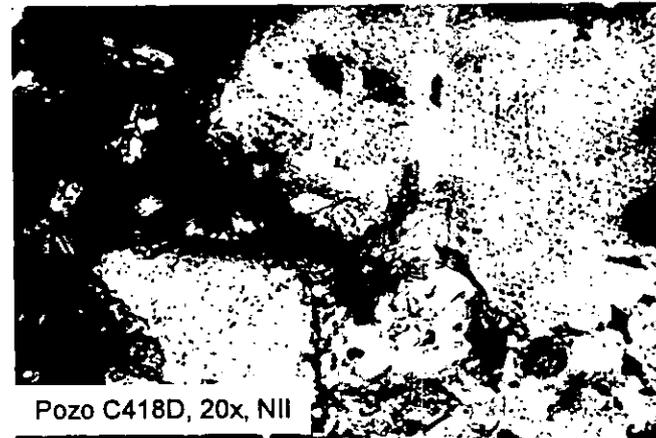
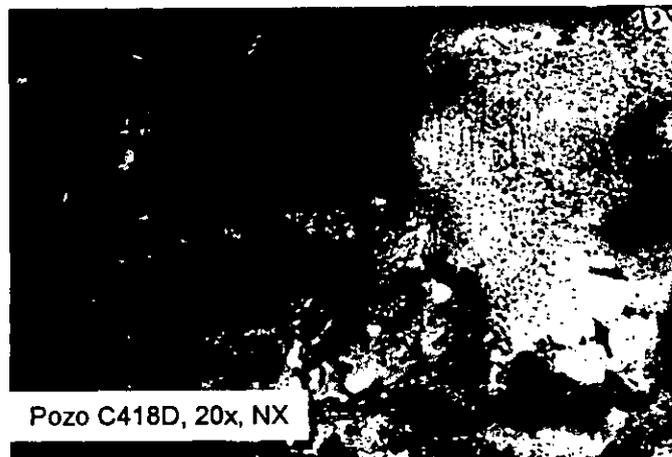
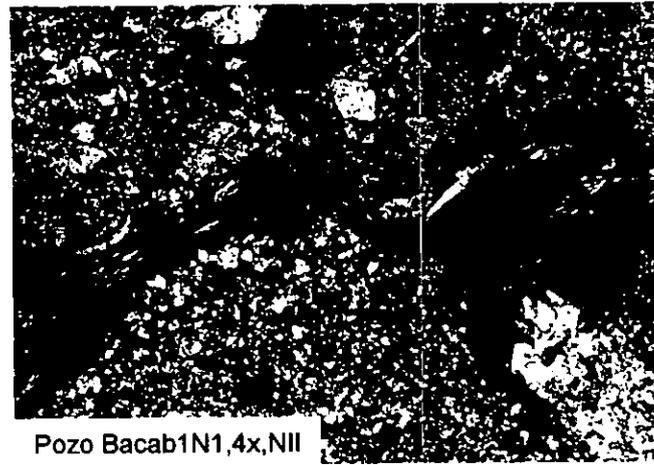


Figura 35. Fotografía de vidrio alterado y cuarzo con estructuras de deformación plana de la capa de expulsión asociado a fragmentos de dolomita y fragmentos de caliza biogena. (A-B) vidrio alterado; (C-D) cuarzo de choque. Pozo C-418D N1, Campos Bacab y Cantarell.

Mineralogía exótica

En los pozos de la zona marina se observaron minerales con estructura debidas a deformación planar, así como evidencias de vidrio alterado.

Plagioclasa con estructuras de deformación planas: En la brecha/conglomerado superior de esta unidad (Subunidad 3b) se observaron granos de plagioclasa y otros feldespatos con características de deformación plana (PDF's) o lamelas de choque (N-3, Pozo Cantarell-418D N3; Pozo Bacab-1 N1) (Fig. 35).

Cuarzo con estructuras de deformación planas: Este mineral se observó en la brecha de calizas junto con granos de plagioclasa con estructuras de deformación planas, así como en la capa bentonítica (unidad 3a), (N-3, Pozo Cantarell-418D N3; Pozo Bacab-1 N1) (Figs. 34 y 35).

Vidrio alterado: La unidad 3a está compuesta principalmente por bentonita producto de la alteración de material vítreo y está asociado a cuarzo con estructuras de deformación planas, por lo que se les considera un origen común (N-3 del Pozo Cantarell-418D; N-1 del Pozo Bacab-1) (Figs. 34 y 35).

Unidad 4. Margas y calizas hemipelágicas

Litoestratigrafía

Esta unidad está compuesta principalmente por margas y calizas en capas delgadas (Meneses de Gyves, 1980; Santiago et al., 1980). Hacia partes más altas de la secuencia es común la presencia de brechas en espesores de 2 a 5 metros.

Edad y ambiente de depósito

Los trabajos previos reportan una edad Paleoceno Temprano para los primeros centímetros y/o metros de margas y calizas que sobreyacen a la brecha productora de hidrocarburos (Meneses de Gyves, 1980; Santiago *et al.*, 1980). Por otro lado, en los trabajos operativos actuales de PEMEX se reporta la base del Paleoceno en muestras de canal tomadas inmediatamente arriba del cuello arcilloso o capa bentonítica dolomitizada que este reporte denomina Unidad 3 y que incluye también la brecha de calizas no productora de hidrocarburos. La presencia de foraminíferos planctónicos tales como *Globigerina* indica un ambiente de depósito de plataforma externa.

CAPÍTULO VI

6. MICROFACIES Y PROCEDENCIA DE LOS FRAGMENTOS DE LA BRECHA

Los clastos calcáreos observados en la brecha sedimentaria carbonatada de las localidades de El Guayal y Bochil, así como en las columnas del subsuelo de Campeche, exhiben -al menos- 10 tipos diferentes de microfacies con asociaciones faunísticas típicas de ambientes de depósito somero principalmente, tales como foraminíferos bentónicos, algas, rudistas y corales, aunque también se observan microfacies con foraminíferos planctónicos en algunos fragmentos y en la matriz de algunas brechas carbonatadas. Asimismo, también se observaron fragmentos de dolomía y evaporitas. La composición microfaunística de los fragmentos, así como la litología del resto de los componentes carbonatados denota un área fuente de ambiente de plataforma carbonatada somera en la que se pueden diferenciar las distintas facies que han sido propuestas para las plataformas carbonatadas (p.e. Wilson, 1975) (Fig. 36). La matriz de la brecha contiene foraminíferos planctónicos del Maastrichtiano Medio-Tardío, así como calcisferúlidos y macroforaminíferos. La fauna planctónica también se reportó para la Unidad 1 de caliza pelágica que infrayace a la brecha aquí reportada.

Los ocho tipos de microfacies más comunes observados en los fragmentos retrabajados de la brecha son:

1. Microfacies con *Microcodium*
2. Microfacies con mudstone peletífero
3. Microfacies con orbitolínidos
4. Microfacies con discórbidos y miliólidos
5. Microfacies con fragmentos con fósiles de aguas someras
6. Microfacies con alveolínidos
7. Microfacies con macroforaminíferos
8. Microfacies con foraminíferos planctónicos
9. Microfacies con fragmentos de dolomía
10. Microfacies con fragmentos de evaporitas tipo sabkha

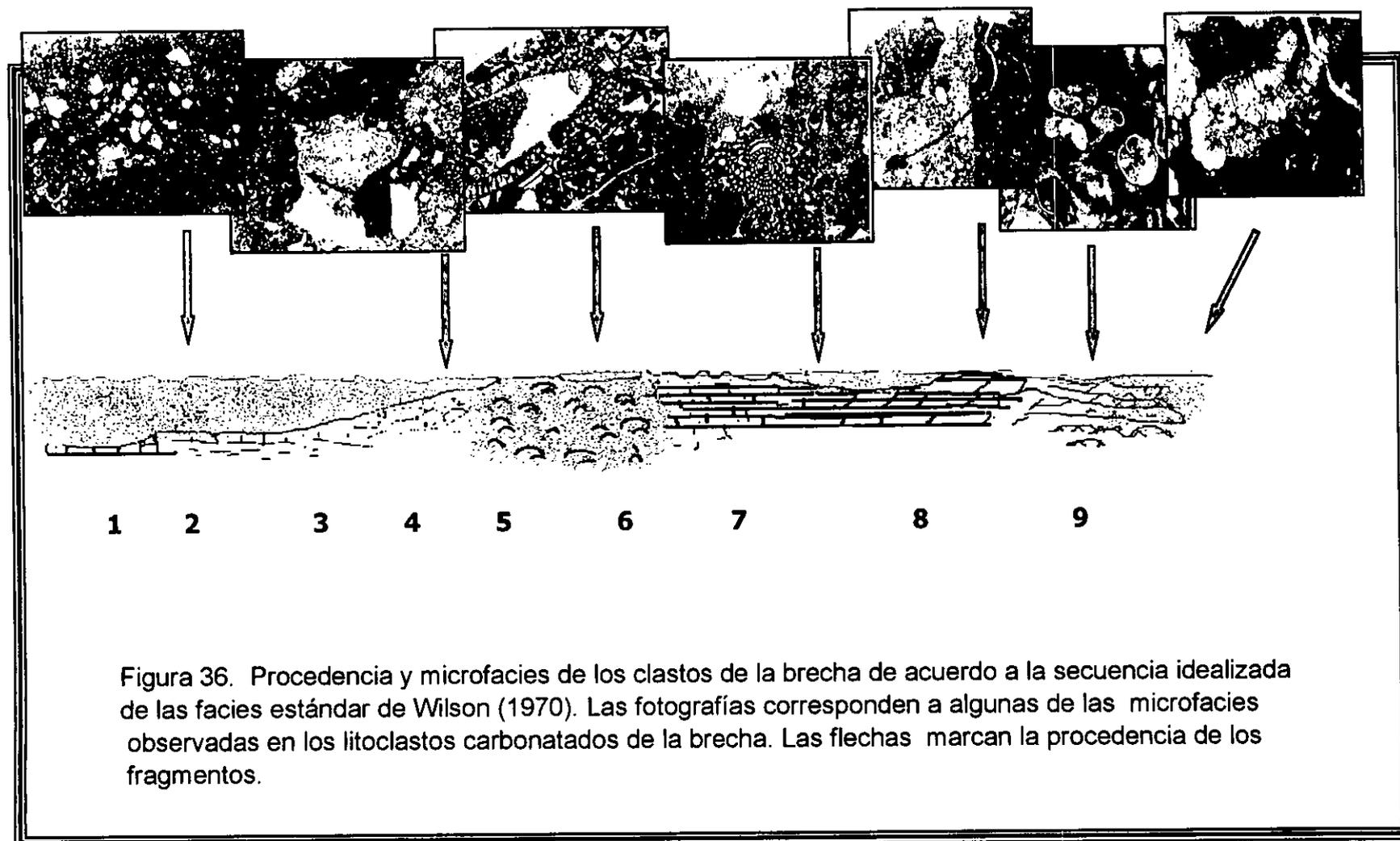


Figura 36. Procedencia y microfacies de los clastos de la brecha de acuerdo a la secuencia idealizada de las facies estándar de Wilson (1970). Las fotografías corresponden a algunas de las microfacies observadas en los litoclastos carbonatados de la brecha. Las flechas marcan la procedencia de los fragmentos.

A continuación se describen dichas microfácies, indicando brevemente en cada caso su litología, contenido microfaunístico, ambiente de depósito y frecuencia con que se le encuentra.

1. Microfácies con *Microcodium*

Microcodium es un organismo de afinidad incierta relacionado a eventos de exposición subaérea (Klappa, 1978; Esteban y Klappa, 1983). Su presencia se registra generalmente en la facies 8 ó 9 de Wilson (1975); su formación está regida por una asociación simbiótica entre hongos y raíces de plantas superiores, lo que evidencia la existencia de paleosuelos. La estructura de *Microcodium* está conformada por una serie de prismas calcíticos con una porción central conspicua. Los fragmentos así formados son, generalmente, de forma cilíndrica o elipsoidal, dando un aspecto de roseta; las rosetas llegan a medir varias decenas de micras, en promedio de 250 a 600 micras. *Microcodium* se llega a presentar también en forma de placas. Este organismo ha sido reportado previamente en México en afloramientos cretácicos de la Sierra de Chiapas (Rosales-Domínguez *et al.*, 1994), así como en el Eoceno de la Plataforma de Yucatán (Ward, 1975; Weidi *et al.*, 1978).

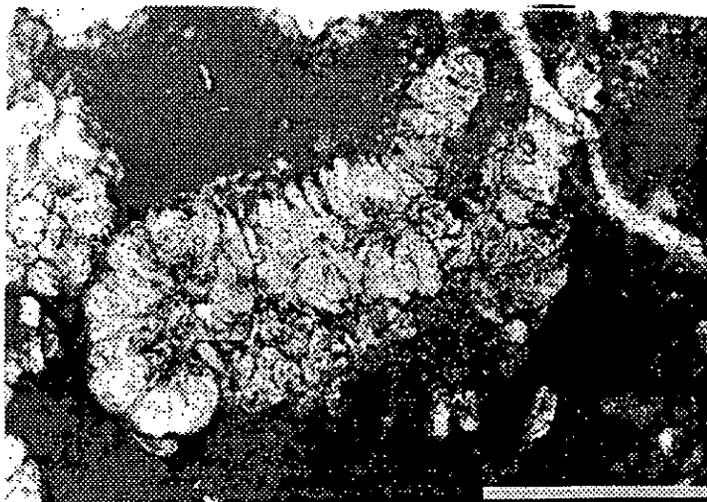


Fig. 36 a. El aspecto microscópico de *Microcodium* es el de un elemento formado por calcita fibrosa radial, que en conjunto tiene una forma esférica, cilíndrica o laminar. Sección El Guayal, Unidad 2, Muestra GUAY-3. Barra= 500 micras.

2. Microfacies con mudstone peletífero

Los fragmentos con mudstone peletífero son muy comunes en la brecha estudiada. Están conformados generalmente por pequeños agregados redondeados a subredondeados, aunque en algunas partes se observa una tendencia a la alineación paralelamente a la estratificación; estas estructuras fenestrales, conocidas como laminares, pueden formarse por la descomposición de la materia orgánica asociada con estromatolitos algales, o bien formarse por un origen fecal. En cualquier caso, esta microfacies corresponde a un ambiente de intermareas, en plataforma restringida, equivalente a la facies 8 de Wilson (1975).

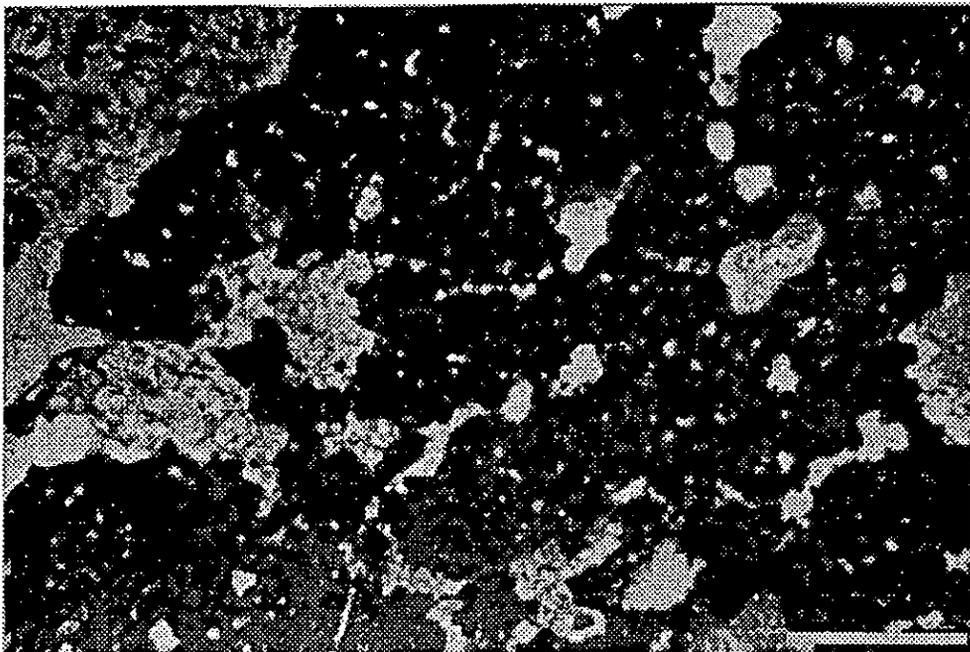


Fig. 36 b. Agregados de micrita que forman un mudstone peletífero con porosidad fenestral, asociado a un ambiente de intermarea. Sección El Guayal, Unidad 2, Muestra JOL-13. Barra = 500 micras.

3. Microfacies con orbitolínidos

Observada únicamente en el Núcleo 1 del Pozo Cantarell 2084, esta microfacies se caracteriza por la presencia de abundantes orbitolínidos, tales como *Dictyoconus walnutensis* y *Paracoskinolina sunnilandensis*, foraminíferos bentónicos típicamente conocidos para el Albiano de México. Se presentan también fragmentos de algas coralináceas, de rudistas y de microfósiles de ambientes periarrecifales.

Los fragmentos con orbitolínidos de edad Albiano son los más antiguos encontrados en la brecha de la Unidad 2, como se mencionó anteriormente.

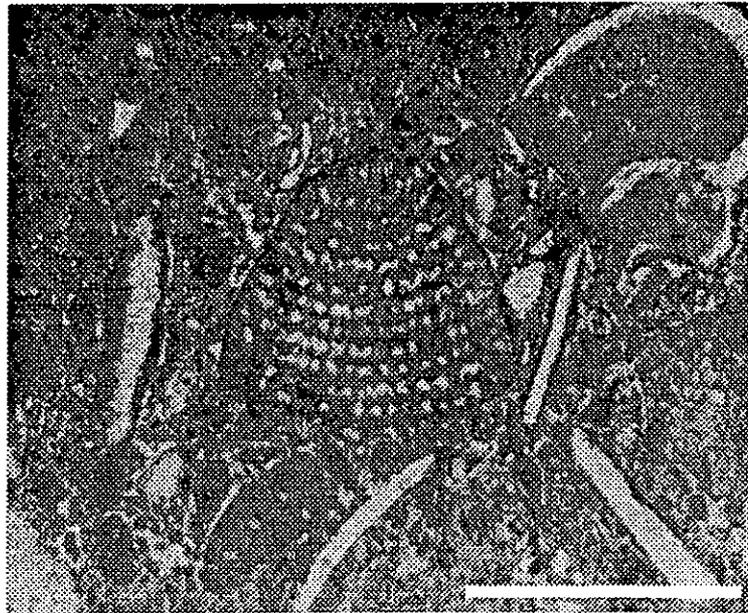


Fig. 36 c. Mudstone con *Dictyoconus walnutensis*. Pozo Cantarell 2084, Núcleo 1, Fragmento 13. Barra = 500 micras.

4. Microfacies con discórbidos y miliólidos

Abundantes son los clastos de wackestone a packestone con discórbidos y miliólidos. Esta microfauna es característica de un ambiente de plataforma restringida (facies 8 de Wilson, 1975), hipersalino, con un tirante de agua muy pequeño, a veces no sobrepasando unos cuantos centímetros de profundidad. En este tipo de microfacies están presentes ocasionalmente algunas valvas de ostrácodos. Los discórbidos son un grupo de foraminíferos bentónicos que no han sido estudiados a detalle desde el punto de vista taxonómico, pero que son magníficos indicadores de paleoambientes marinos marginales. Cabe mencionar que este grupo ha sido confundido en lámina delgada con globigerínidos, debido quizá a la forma globosa o alargada de sus cámaras y a su pared clara.



Fig. 36 d. La microfacies con miliólidos y discórbidos es fácilmente distinguible. Los miliólidos tienen una pared porcelanosa. Los discórbidos tienen cámaras globosas con pared hialina. Sección El Guayal, Unidad 2, Muestra GUAY-3. Barra = 500 micras.

5. Microfacies con fragmentos con fósiles de aguas someras

Fósiles de tamaño mayor que el de los microfósiles se encuentran también muy frecuentemente en los fragmentos de la brecha. Tal es el caso de fragmentos de rudistas y algas dasycladáceas, ambos de ambientes someros pertenecientes a la zona fótica dentro de la plataforma carbonatada. Dichos grupos han sido reportados en muestras de afloramientos maastrichtianos de Chiapas (Rosales-Domínguez *et al.*, 1997; Ornelas, 1993). Corresponden a una facies 4 de Wilson (1975).



Fig. 36 e. Fragmento de alga dasycladácea, grupo que habitó las plataformas someras del Cretácico, dentro de la zona fótica. Sección El Guayal, Unidad 2, Muestra GUAY-3. Barra = 500 micras.



Fig. 36 e-1. Fragmento de rudista (radiolítico?). Estos fragmentos han sido reportados con anterioridad en los afloramientos de la Sierra de Chiapas. Sección El Guayal, Unidad 2, Muestra JOL-11. Barra= 500 micras.

6. Microfacies con alveolínidos

Los fragmentos de carbonatos con alveolínidos son muy abundantes en la brecha (Unidad 2). Consisten principalmente de packstone a wackestone donde organismos tales como *Chubbina* son los más sobresalientes, llegando a presentarse también un buen número de miliólidos. Esta microfacies denota un ambiente lagunar, de baja energía, de plataforma restringida (facies 8 de Wilson, 1975), donde la fauna es muy específica.

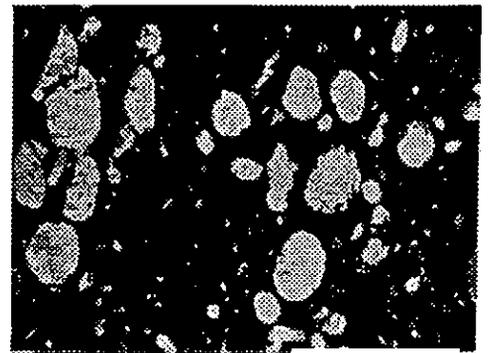


Fig. 36 f y f-1. En algunos casos, los alveolínidos se reconocen fácilmente por su pared porcelanácea, su forma redondeada a ovoide y por su gran tamaño (foto izquierda). En otros casos, sus conchas están recristalizadas, siendo reemplazadas por calcita espática (derecha). Sección El Guayal, Unidad 2, muestra GUAY-3. Barra = 500 micras.

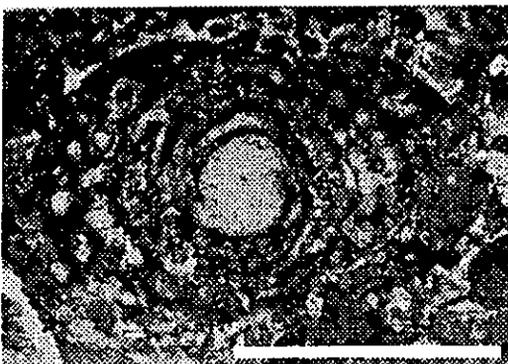


Fig 36 f-2. *Chubbina* -representativa del Maastrichtiano- relativamente bien conservada; se observa claramente el aparato embrionario, formado por un prolóculo esférico y un flexostilo alaragado, ambos calcificados. Este organismo es típico de ambientes lagunares de plataforma restringida. Barra= 500 micras.

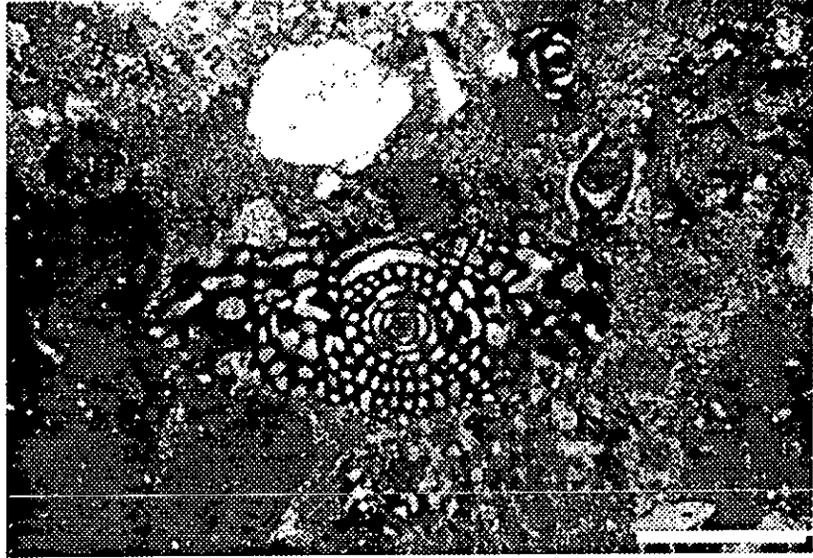


Fig. 36 f-3. Alveolinidos elongados del tipo *Subalveolina* fueron también identificados en los fragmentos de carbonatos. En algunos casos, los alveolínidos y miliólidos se encuentran junto con macroforaminíferos con pared calcítica radial. Sección El Guayal, Unidad 2, Muestra GUAY-4. Barra = 500 micras.

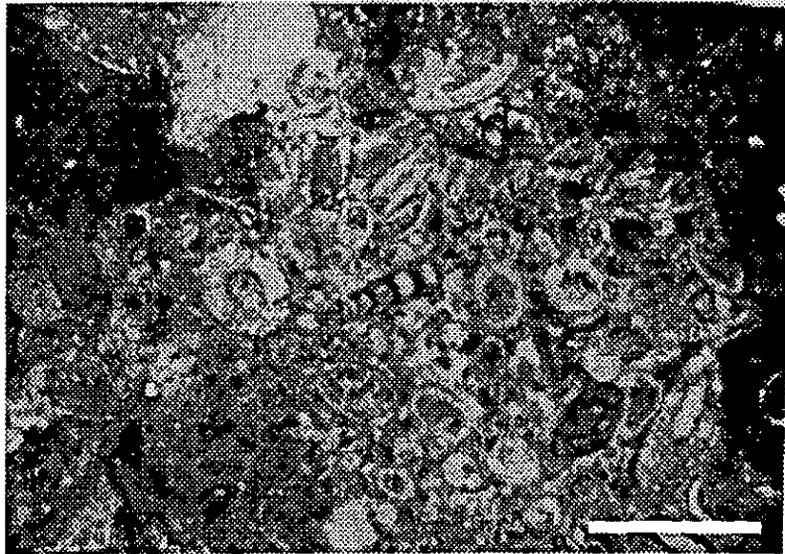


Fig. 36 f-4. En los mismos clastos calcáreos se reportan, en menor cantidad, cortes de rhydyonínidos, foraminíferos bentónicos con una parte uniserial rectilínea, típicos de ambientes de plataforma restringida. Sección El Guayal, Unidad 2, Muestra GUAY-4. Barra= 500 micras.

7. Microfacies con macroforaminíferos

Los macroforaminíferos son un grupo importante reconocido dentro de los clastos de grainstone de la brecha en El Guayal, así como en su matriz. En su gran mayoría, los macroforaminíferos aquí reportados pertenecen principalmente al género *Orbitoides*, *Sulcoperculina* y *Vaughanina*. Esta microfacies fue identificada en muestras superficiales de la Sierra de Chiapas (Rosales-Domínguez et al., 1997). Representa un ambiente de aguas someras de relativa alta energía del Campaniano-Maastrichtiano.

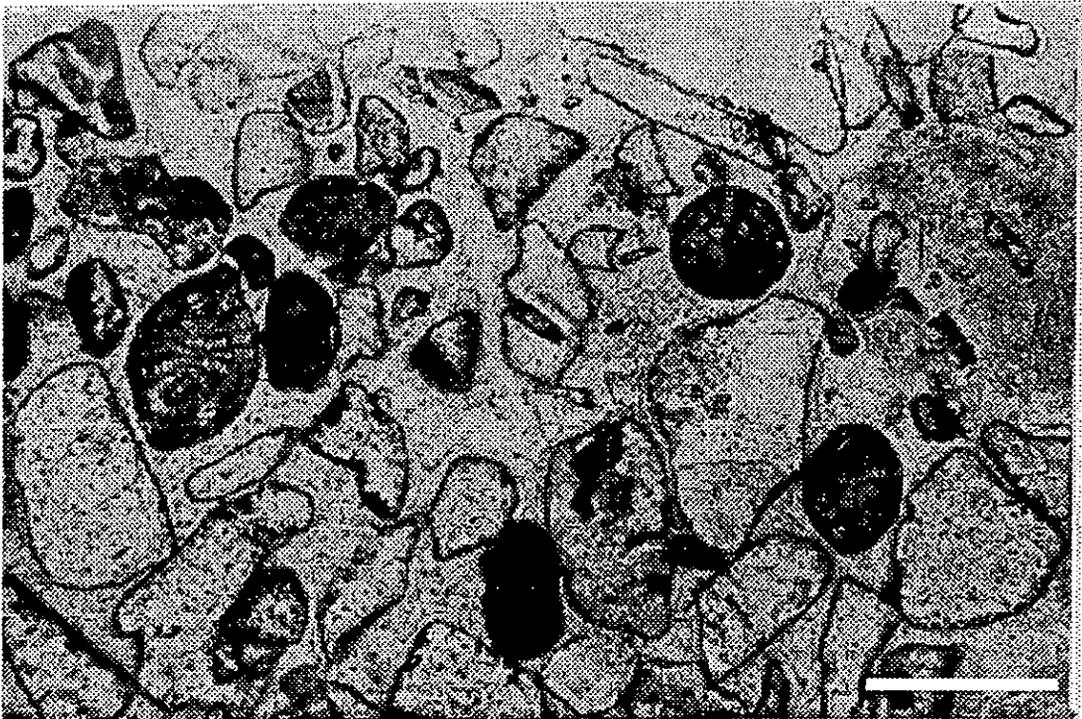


Fig. 36 g. Fotomicrografía de un grainstone representativo de la Microfacies con Macroforaminíferos. Los cortes oscuros corresponden a *Vaughanina cubensis*. Muestra JOL-10. Barra = 500 micras.

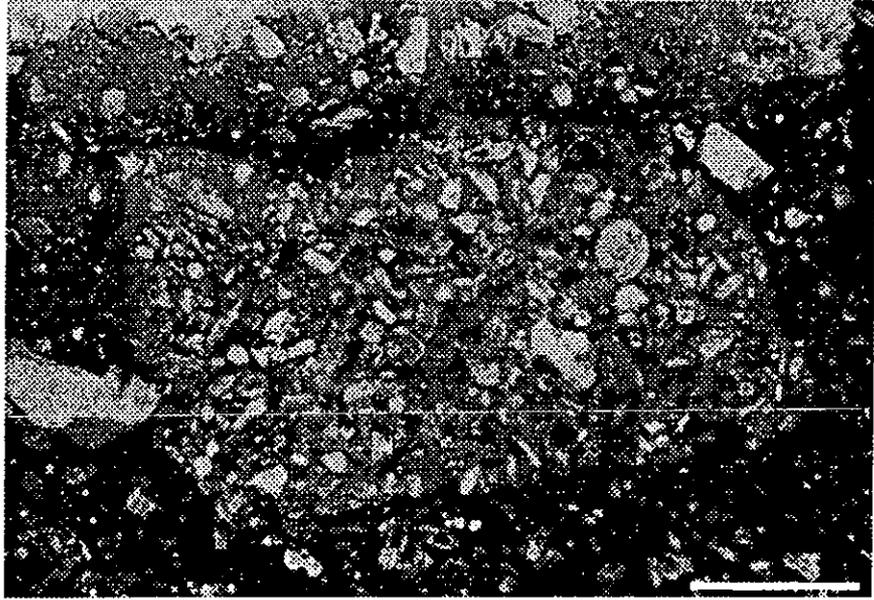


Fig. 36 g-1. Fragmento de grainstone a packstone. Microfacies con macroforaminíferos. Barra = 500 micras.

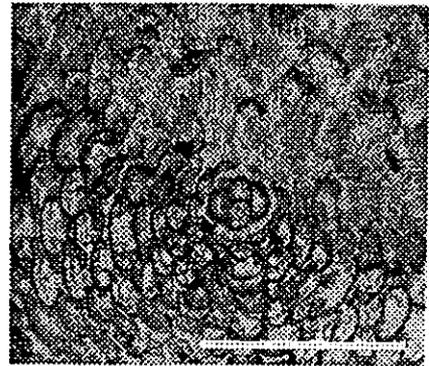
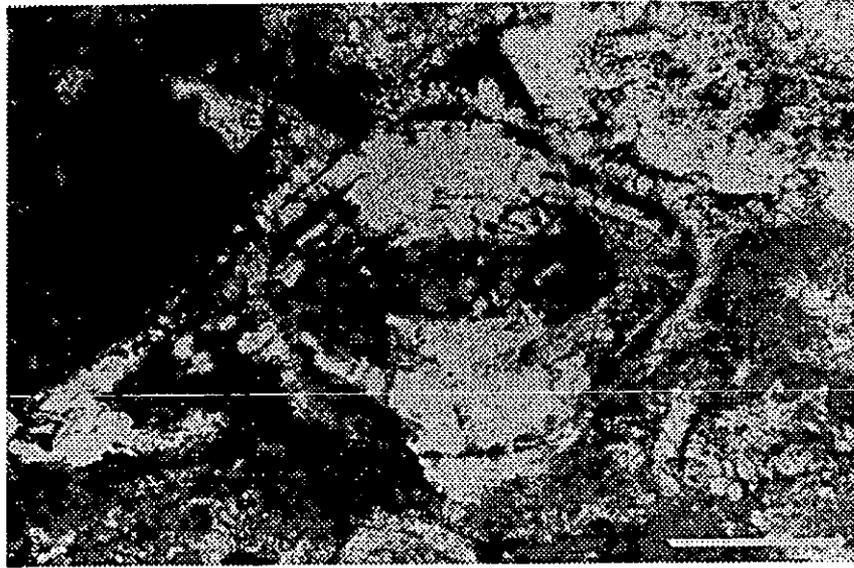


Fig. 36 g-2 y g-3. *Orbitoides* se caracteriza por su concha biconvexa, un aparato embrionario bilocular a cuadrilobado; en corte axial la capa ecuatorial tiene posición asimétrica. Las fotos muestran especímenes de *O. cf. media*, caracterizado por un aparato embrionario trilobular o tetralobular (ver detalle). Muestra GUAY-4 y GUAY-3, respectivamente. Barra = 500 micras; en el recuadro = 250 micras.



Figs. 36 g-4 y g-5. *Sulcoperculina* posee una concha lenticular más o menos gruesa, con un surco marginal visible en sección axial (foto superior). En sección ecuatorial se distingue por el aspecto de cepillo de la lámina espiral (foto inferior, g-5). Barra= 500 micras.

8. Microfacies con foraminíferos planctónicos

Un mudstone con foraminíferos planctónicos, calcisferúlidos y fragmentos acarreados de partes más someras de la plataforma se observa también en algunos fragmentos de la brecha. Los microfósiles reportados son principalmente especies de los géneros *Globotruncana*, *Globotruncanita*, *Gansserina* y *Contusotruncana*.

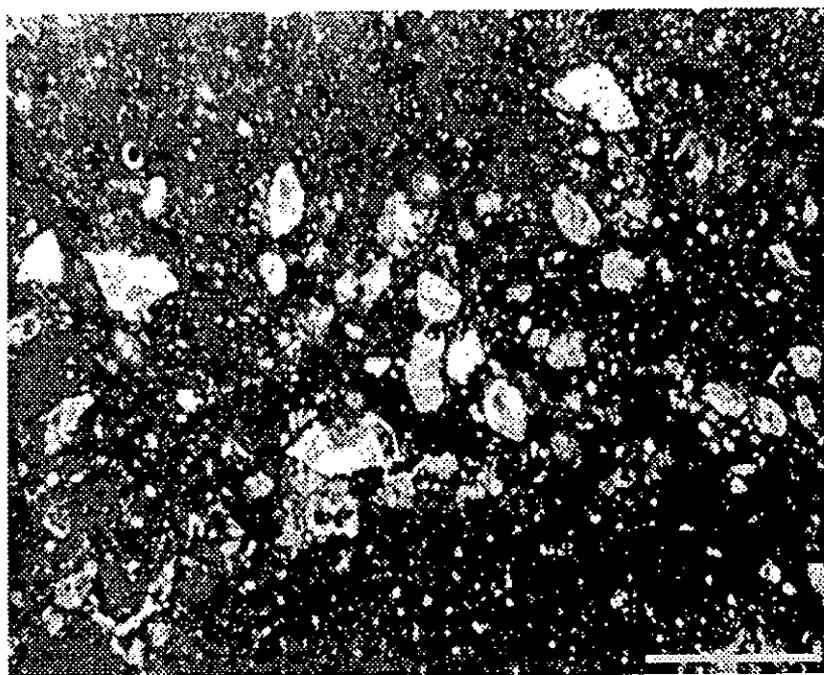


Fig. 36 h. Wackestone con globotruncánidos, heterohelícidos y calcisferúlidos, caracterizando un fragmento de la microfacies con foraminíferos planctónicos. Pozo Cantarell 2084, Núcleo 1, Fragmento 27. Barra = 500 micras.

9. Microfacies con fragmentos de dolomías

En la brecha superior es evidente la mezcla de fragmentos de dolomías con fragmentos de calizas fosilíferas y fragmentos de macroforaminíferos. Estos fragmentos pueden ser de dos tipos principalmente: (1) dolomía cristalina mediana compuesta por un mosaico de cristales subhedrales de dolomita con centro turbio y bordes claros; los cristales individuales miden entre 200 y 400 micras de diámetro. (2) dolomía cristalina fina compuesta por una matriz cristalina también muy fina con cristales de dolomita con diámetros promedio entre 10 y 20 micras. Aparentemente ambos tipos de fragmentos provienen de la secuencia sabkha de la Plataforma de Yucatán.

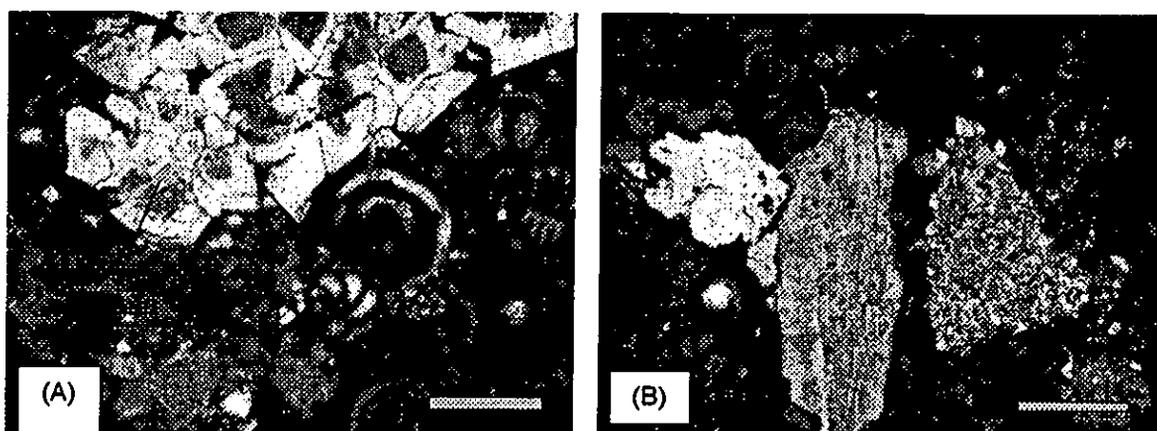


Fig. 36 i. Litoclastos de dolomías dentro de la brecha calcárea del límite K/T en la brecha superior del Pozo Bacab-1 (N-1). (A) y (B) Fragmento de dolomía de grano medio y fino, respectivamente. Escala= 400 micras.

10. Microfacies con fragmentos de evaporitas tipo sabkha

Fragmentos parcialmente disueltos con una estructura muy semejante a los nódulos de evaporita con estructura "chicken wire". Forman parte también de la brecha en campos petroleros de la Sonda de Campeche. A estos litoclastos se les ha interpretado como fragmentos de evaporita, mismos que han sido afectados por fluidos diagenéticos causando disolución de la anhidrita (?), conservándose únicamente los bordes de dolomita que sostienen la estructura mencionada

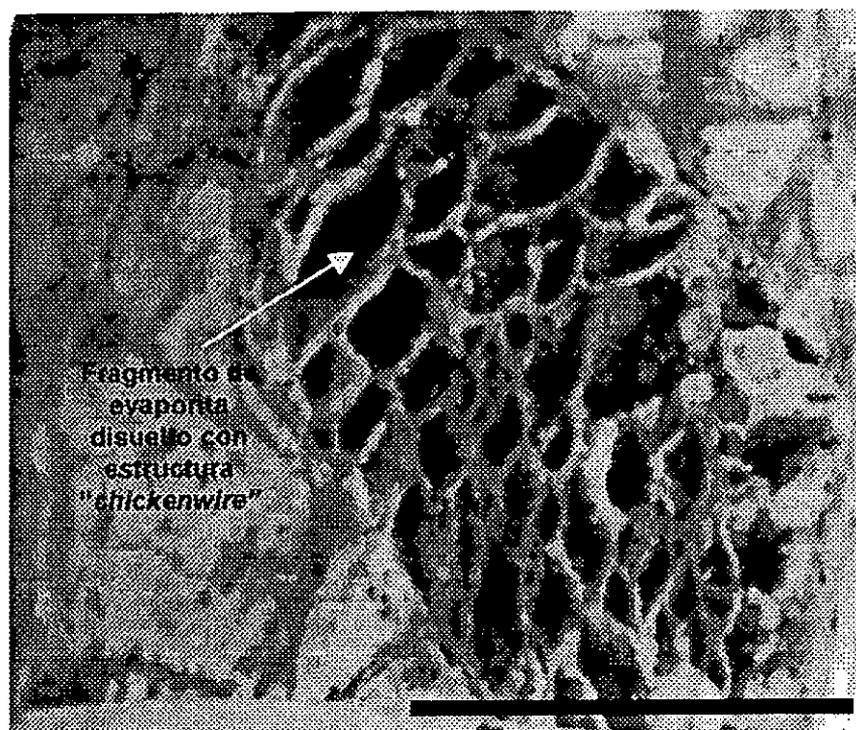


Fig. 36 j. Detalle de un fragmento de evaporita (posiblemente anhidrita) dentro de la brecha calcárea del límite K/T. La anhidrita se disolvió completamente durante diagénesis de sepultamiento profundo, sin embargo aún conserva la estructura tipo "chickenwire". Pozo C-2092D (N-1). Escala= 5 cm.

CAPÍTULO VII

7. SEDIMENTOLOGÍA DE LA SUCESIÓN SEDIMENTARIA CARBONATADA CLÁSTICA DEL LÍMITE K/T

Los procesos de formación de brechas y megabrechas carbonatadas

En los capítulos IV a VI se describieron sucesiones sedimentarias con brechas de carbonatos que en el subsuelo de la Zona Marina de Campeche llegan a tener espesores del orden de los 300 metros y fragmentos individuales > 30 cm y que en afloramientos con espesores de 40 a 70 m contienen bloques con diámetros de 2 a 15 metros, lo que permite clasificarlas como megabrechas. Para explicar el origen de estas megabrechas se han postulado varios mecanismos o procesos geológicos, entre los que se pueden mencionar los siguientes: (1) disolución y colapso; (2) carsticidad y colapso y (3) procesos endógenos y exógenos en el talud de la plataforma.

Brecha de disolución y de colapso

Un tipo de brecha intraformacional muy común en el registro geológico es la denominada *brecha de disolución o de colapso*. Estas brechas son muy comunes en zonas con evaporitas. En estos casos las sales que son más solubles se disuelven y las rocas que les rodean se colapsan produciendo una acumulación caótica de fragmentos angulares (Scoffin, 1987). Estas brechas generalmente son monogénéticas porque sus componentes provienen del mismo nivel de carbonatos que se colapsa y por lo regular son calizas asociadas a secuencias evaporíticas.

Brecha cárstica

Una brecha semejante, pero con otras variantes diagenéticas, es la *brecha de colapso o cárstica*, que se forma por colapso de una roca carbonatada a consecuencia de procesos de disolución de carbonatos por agua meteórica

(Scoffin, 1987). Estos procesos de disolución se denominan cársticos y la brecha resultante la denominaremos brecha cárstica para diferenciarla de la brecha de colapso formada debido a la disolución de evaporitas. En los procesos cársticos el carbonato se expone al intemperismo por agua meteórica, misma que al infiltrarse en las calizas forma canales o cavernas verticales por disolución. Esta agua generalmente tiene altos niveles de CO_2 atmosférico o biogénico, lo que causa la disolución del CaCO_3 , dando lugar a las cavidades arriba mencionadas. Si se produce una baja en el nivel de CO_2 a consecuencia de procesos de degasificación del fluido o porque el CO_2 haya sido tomado por las plantas, entonces puede ocurrir la precipitación de CaCO_3 en forma de caliche en el suelo o bien en pequeños cristales de calcita en cavidades de la roca. Por otro lado, al avanzar la infiltración del agua, en los niveles más bajos de la zona vadosa, cercanos al nivel freático superior, el fluido está saturado en CaCO_3 . Esta agua saturada pierde el CO_2 al entrar a cavernas llenas de aire y como consecuencia precipitan carbonato dando lugar a los depósitos característicos de estos ambientes como las estalactitas, estalagmitas y perlas de cavernas (Loucks, 1999). En la zona freática superior, cerca de la base de la zona vadosa, se desarrollan cavernas subhorizontales debido a procesos de disolución y de erosión hidráulica. Las brechas de colapso se forman en este sitio y están acompañadas de carbonatos diagenéticos como los antes mencionados, donde el flujo del agua da lugar a depósitos concéntricos de cristales de calcita orientados radialmente a los ejes largos de los núcleos de las estalactitas. Adicionalmente, la disolución produce residuos insolubles que se acumulan como suelos como la "terra rosa", o bien como depósitos lateríticos (Scoffin, 1987).

Brecha de talud y otros depósitos de brecha

La zona localizada entre el margen de la plataforma y la cuenca se caracteriza por una pendiente o talud que puede ser desde muy suave ($< 1^\circ$) como el caso de las rampas (Read, 1982); hasta muy pronunciada o escarpada (90°). Esta pendiente decrece en su inclinación conforme aumenta la profundidad e

imperceptiblemente, a decenas o centenas de kilómetros desde el borde de la plataforma, se une a la zona abisal. En esta zona del talud de la plataforma ocurre el depósito de brechas y megabrechas carbonatadas inducidos por diversos mecanismos que producen inestabilidad del talud de la plataforma. De acuerdo con una revisión reciente, las brechas y megabrechas se pueden formar mediante dos procesos generales: (a) endógenos, ligados intrínsecamente a los sistemas de depósito en la cuenca y (b) exógenos, que operan independientemente para generar las megabrechas (Spence y Tucker, 1997). Los mecanismos endógenos más importantes citados por estos autores son: (1) sobrepresión (overpressure) en horizontes confinados hidrológicamente por debajo del nivel del mar durante descensos relativos del nivel del mar (relative sea-level falls), y (2) el incremento en la presión o tensión del sedimento o roca al drenarse el fluido de poro cuando la cima de la plataforma está sujeta a exposición subaérea durante el tiempo en que el nivel relativo del mar estuvo en descenso (relative lowstands of sea-level). Los mecanismos exógenos más importantes que producen inestabilidad gravitacional con una periodicidad ocasional o fortuita son la sismicidad y las tormentas.

La sismicidad y tormentas como mecanismos exógenos

Los flujos de materiales sueltos (flujos de gravedad) que se deslizan desde zonas someras de un talud continental hasta el piso marino requieren de una pendiente mínima de 1° que aporte energía potencial para su deslizamiento. Una vez iniciado el flujo, éste continúa impulsado por la energía que le aporta su momento de inercia (Nichols, 1999, p.54). Por otro lado, frecuentemente en la literatura se invoca a la sismicidad y también a las tormentas como detonadores externos que provocan la caída de bloques o fragmentos de roca (rock fall) desde el borde de la plataforma hasta el piso marino iniciando flujos de escombros (debris flows) que forman cuñas de brechas caóticas (Reading, 1996, p.408; Tucker y Wright, 1990).

Desde el Cretácico Inferior hasta el Terciario, la Plataforma de Yucatán ha actuado como un margen pasivo con una gran extensión de terreno estable donde se han depositado cíclicamente carbonatos y evaporitas (López Ramos, 1979; Ward *et al.*, 1995). La estratigrafía evidenciada por los pozos perforados (Fig. 22) confirman claramente esta conclusión y apoyan la idea de estabilidad de una plataforma extensa y somera.

La estratigrafía cretácica y terciaria de carbonatos de la plataforma tanto en el subsuelo de la plataforma marina de Campeche como en la plataforma de Chiapas-Tabasco, muestran varios horizontes de brechas entre 0.5 hasta 10 metros de espesor, que han sido interpretados como brechas de talud (Quezada-Muñetón, 1990). Sin embargo, solamente se ha reconocido un depósito potente con espesores desde 40 hasta 300 metros, y me refiero a la unidad que se discute en este trabajo. Los depósitos delgados de brecha pueden considerarse como típicos representantes de flujos de gravedad que se deslizan por el talud impulsados por la pendiente y la inercia del flujo, en contraste, los flujos que depositaron las secuencias potentes de brechas debieron ser originados por un evento de grandes dimensiones que liberó una gran cantidad de energía sísmica y sacudió el borde de la plataforma provocando el desplome de un gran volumen de material carbonatado, y que además arrojó material a la cuenca desde un área fuente externa. Tomando en consideración la característica estable de margen pasivo de la plataforma de Yucatán, esta sismicidad solo pudo haber sido provocada por un evento externo.

Origen de la secuencia sedimentaria carbonatada clástica del límite K/T

Las descripciones estratigráficas del capítulo III aportan información en tres aspectos fundamentales, que permiten interpretar el origen de la secuencia sedimentaria carbonatada-clástica que nos ocupa.

Edad

La edad de la sucesión sedimentaria carbonatada-clástica. La unidad 1 compuesta por caliza pelágica que infrayace a la sucesión sedimentaria carbonatada clástica, es de edad Maastrichtiano Tardío (65 Ma); la caliza o marga pelágica de la base de la unidad 4 que suprayace a la mencionada sucesión sedimentaria, es de edad Paleoceno Temprano (base del Daniano) (65 Ma). Estos datos permiten interpretar que la secuencia carbonatada-clástica tiene una edad posterior al Maastrichtiano Tardío, pero anterior al Paleoceno Temprano, es decir que es de edad K/T, que de acuerdo con la escala propuesta por Berggren *et al.*, (1995) corresponde a una edad numérica de 65 Ma. Esta misma edad se ha obtenido mediante el método de ^{40}Ar - ^{39}Ar en la roca fundida del Cráter de Chicxulub y en vidrios obtenidos en sedimentos marinos de las localidades de El Mimbral, México y Beloc, Haití que previamente habían sido fechadas bioestratigráficamente como del límite K/T.

Ambiente de depósito

El ambiente de depósito de las unidades infra y suprayacentes a la sucesión sedimentaria del límite K/T, es hemipelágico a pelágico, en las localidades de Guayal, Bochil, y la zona productora de hidrocarburos en la PMC y es de plataforma somera-evaporítica o de plataforma expuesta en Belice (Ocampo *et al.*, 1996; Pope *et al.*, 1999) y en Quintana Roo. Esto indica que la sucesión sedimentaria carbonatada-clástica se depositó indistintamente en ambientes de plataforma externa (cuenca), en ambientes de plataforma somera y en áreas emergidas de la plataforma.

Contenido de materiales exóticos

El contenido de materiales exóticos en todas las localidades antes descritas donde siempre se encuentra material vítreo alterado a bentonita acompañado por cuarzo y plagioclasa con estructuras de deformación plana (PDFs); minerales semifundidos, cuarzo tipo "ballen", lapilli acrecionario de 0.5 a 2 cm de diámetro

en cuyo interior están presentes granos de cuarzo con PDF's y fragmentos de roca semifundida (Stöffler y Langenhorst., 1994; .Grieve *et al.*, 1996).

Estas tres evidencias claramente contradicen un origen cárstico para las brechas del subsuelo de la plataforma de Campeche y de Guayal y Bochil, que implica exponer a la acción de las aguas meteóricas a las calizas pelágicas o calizas someras de la plataforma, lo que traería como consecuencia la formación de brechas de colapso. Para que esto hubiese ocurrido, hubiera sido necesario un descenso mínimo de 200 metros del nivel del mar o un levantamiento de la plataforma de una magnitud semejante. Además este descenso del nivel del mar debería ocurrir en un tiempo menor a 0.5 Ma. Sin embargo, no existen evidencias geológicas que apoyen la posibilidad de que estos procesos hayan actuado en ambientes de plataforma externa durante el límite K/T, aunque si se ha reportado carsticidad en rocas carbonatadas de Plataforma de edad Paleoceno en la Sierra de Chiapas (González-Lara, 2000). Por otro lado, un levantamiento de ese tipo también requiere de un tiempo geológico considerable, pero la información bioestratigráfica indica que la secuencia en cuestión se depositó justo en el límite K/T. Además, el descenso relativo del nivel del mar, o bien el levantamiento de la plataforma, no puede explicar el depósito simultáneo de brechas carbonatadas en ambientes de plataforma externa, plataforma somera y áreas emergidas en localidades distantes hasta ~ 300 km entre sí. Por otro lado, las evidencias geológicas indican que las diamictitas de Belice fueron depositadas sobre la plataforma somera y/o sobre rocas carbonatadas cársticas con una cubierta de caliche (Ocampo *et al.*, 1996; Pope *et al.*, 1999). Sobre estas brechas se reportaron calizas del Paleoceno Temprano, lo que sugiere que la disolución cárstica de las calizas cretácicas ocurrió antes del depósito de la diamictita (Pope *et al.*, 1999; Smit, 1999). Lo que implica la ocurrencia de descensos relativos del nivel del mar que afectaron a las plataformas del Cretácico Tardío y el Paleoceno.

Los tres datos arriba descritos también permiten descartar que las brechas en cuestión se hayan formado por la disolución de evaporitas que subyacen a paquetes de carbonatos. En esos casos la brecha se forma al colapsarse los carbonatos como consecuencia de la disolución de la evaporita infrayacente. Sin embargo, salvo en la plataforma somera expuesta en Belice y Quintana Roo, donde se observan evaporitas sobre las que se depositaron bloques de carbonatos, en el resto de las secciones estudiadas no se tienen evaporitas del Maastrichtiano Tardío subyaciendo a rocas carbonatadas o brechas del límite K/T, por lo que este proceso de formación de brechas no puede ser aplicado a la secuencia carbonatada-clástica que nos ocupa.

Por otro lado, Spence y Tucker (1997) proponen mecanismos endógenos y exógenos para explicar la formación de brechas y megabrechas carbonatadas. Los procesos endógenos implican descensos relativos del nivel del mar y exposición subaérea de las rocas durante el tiempo en que el nivel relativo estuvo en descenso. Si pudiera documentarse un descenso relativo del nivel del mar de alrededor de 200 m, estos procesos endógenos podrían explicar algunos de los depósitos de brecha en localidades de la Zona Marina y/o en afloramientos donde existen brechas carbonatadas depositadas sobre calizas pelágicas. Sin embargo, hasta ahora, con la clara excepción de las calizas cretácicas de Quintana Roo y Belice, no existen evidencias texturales o mineralógicas típicas que expliquen estos mecanismos de disolución como serían la carsticidad y estructuras asociadas (terra rosa, horizontes de caliche, cavernas con estalactitas y estalagmitas) (Loucks, 1999).

Además, es claro que un mecanismo de disolución de este tipo no puede explicar la continuidad por ~300 km de los depósitos de brecha, a lo largo del borde de la plataforma, y tampoco los grandes volúmenes de vidrio y minerales con estructura de deformación plana. Tampoco explicaría porque hay brechas de la misma edad que fueron depositados simultáneamente en zonas de la cuenca y en áreas

someras y/o emergidas de la plataforma en Belice y Quintana Roo, distantes más de 300 km. Por lo tanto, solo un mecanismo exógeno puede explicar los mecanismos de depósito de la brecha del límite K/T.

El origen del vidrio y minerales asociados

Antes del descubrimiento de la estructura de Chicxulub existía todavía alguna controversia con relación al origen de materiales exóticos presentes en rocas del límite K/T tales como el material vítreo alterado a bentonita, las esferulitas, los minerales con estructuras de deformación plana (PDF's), así como la anomalía de Iridio. La discusión estaba enfocada en dos posibles hipótesis, el origen por volcanismo (Lyons and Officer, 1992; Stinnesbeck *et al.*, 1993), o bien un origen a consecuencia del impacto de un meteorito (Alvarez *et al.*, 1980; Smit and Romein, 1985; Claeys, 1995, Smit *et al.*, 1996) entre muchos otros autores). Aquellos que no estaban de acuerdo con la Teoría del Impacto, exponían que no existía una estructura que permitiera apoyar ese evento catastrófico, y que por el contrario si existían evidencias abundantes de volcanismo (p.e. el evento basáltico del Deccan en la India). Sin embargo, a excepción del Deccan, los seguidores de la teoría del volcanismo no tienen evidencias de un evento volcánico gigantesco y explosivo que pueda explicar la capa de arcilla reportada alrededor del mundo y que contiene la anomalía de Iridio, además de que tampoco podría explicar la presencia de cuarzo y feldespatos potásicos con estructuras de deformación plana. El primer trabajo que ligó el límite K/T con el volcanismo del Deccan fue el de McLean (1982, citado por Alvarez, 1997), pero él lo hizo proponiendo que las grandes cantidades de CO₂ liberadas por el volcanismo del Deccan fueron las que provocaron las extinciones en masa del límite K/T, pero no usó al volcanismo para explicar las estructuras planas en cuarzo, ni la capa de arcilla con la anomalía de Iridio. Posteriormente se demostró para la misma localidad del Deccan, que las concentraciones de Iridio del límite K/T eran 15 veces más altas que los sedimentos asociados y dos ordenes de magnitud más altos comparados

con el Iridio de los basaltos infrayacentes Bhandari *et al.* (1996), por lo que este iridio tenía una procedencia externa no ligada al volcanismo. Además, los eventos volcánicos son lentos comparados con un impacto; las erupciones volcánicas debieron tardar al menos 1 millón de años.

Posteriormente se comprobó que el inicio del volcanismo en Deccan antecede al límite K/T (68 Ma, y continuó a través de él (65 Ma) y aún después del límite (63 Ma) (p.e. ver Vandamme *et al.*, 1991), lo que no es concordante con la evidencia bioestratigráfica y geocronológica de afloramientos marinos del límite K/T en otras partes del mundo que demuestran que este evento fue instantáneo. Por otro lado, se ha demostrado que las estructuras planas y otras propiedades mineralógicas (p. e. bajo índice de refracción; ángulos altos entre el eje C y las lamelas de deformación) encontradas en los granos de cuarzo en numerosos localidades del límite K/T deben su origen a metamorfismo de choque (Bohor *et al.*, 1984). El cuarzo de choque con múltiples series de estructuras planas que se interceptan entre sí nunca ha sido encontrado ligado a volcanismo basáltico como el representado en Deccan (Courtilot *et al.* 1996), aunque si se ha encontrado cuarzo con deformación plana en una sola dirección ligado a volcanismo explosivo ácido (p.e., volcanismo Chad).

Las numerosas evidencias actuales apoyan el origen por impacto del vidrio y materiales asociados del límite K/T. Algunas de estas evidencias son: (1) el descubrimiento de la estructura de Chicxulub (Hildebrand *et al.* 1991), (2) el fechamiento del cráter en 65 Ma, cuya edad es indistinguible de las edades obtenidas en vidrio, asociado a iridio anómalo y cuarzo con estructura plana, encontrado en afloramientos del límite K/T de Beloc, Haití y de El Mimbral, México (Swisher *et al.*, 1992; Sharpton *et al.*, 1992), (3) el bajo contenido de agua del vidrio (<0.05 wt %) que es un orden de magnitud más bajo que los vidrios volcánicos, pero que cae en el rango de los vidrios de impacto conocidos (Sigurdsson *et al.*, 1991; Blum and Chamberlain, 1992), (4) la gran variabilidad en

las relaciones isotópicas de oxígeno de los vidrios haitianos (4.6 por mil) el cual es demasiado grande para que pueda ser alcanzado por procesos ígneos (Blum *et al.*, 1993).

Los tsunamis

La palabra *tsunami* es de origen japonés y significa olas marinas bajas y muy largas, que al romperse en acantilados de las costas pueden formar cortinas de agua gigantescas. Los tsunamis se forman a consecuencia de sismicidad (terremotos), volcanismo y deslizamiento de grandes masas de roca en el mar. Se caracterizan porque a diferencia del oleaje marino formado por el viento con periodos de 5 a 20 segundos y una longitud de onda de 100 a 200 m, los tsunamis de aguas profundas tienen longitudes de onda de hasta 480 km y periodos de una hora. Al romperse en la costa, los tsunamis pueden alcanzar alturas de 15 a 30 metros y en algunos casos alcanzan alturas verticales de 525 metros. Las evidencias de estructuras sedimentarias (estratificación cruzada, laminaciones, etc.) que se han encontrado en sedimentos del límite K/T ha llevado a algunos investigadores a proponer que el redepósito de sedimentos y su traslado a mayores profundidades en el mar se debe al aporte de agua en las costas por los tsunamis. El retroceso al mar de este gran volumen de agua puede acarrear una gran cantidad de sedimentos formando corrientes que llevan sedimentos a partes profundas del mar y depositan materiales mezclados sobre el piso marino.

Todo lo anterior nos permite concluir que los procesos que mejor explican la sedimentología, estratigrafía, química y mineralogía de la sucesión sedimentaria de las rocas del límite K/T son aquellos ligados al impacto de un meteorito hace 65 Ma (Alvarez *et al.*, 1980). Este impacto formó la estructura de Chicxulub de ~200 km de diámetro en la plataforma de Yucatán (Hildebrand *et al.*, 1991; Camargo y Suárez, 1994; Sharpton *et al.*, 1996; Morgan *et al.*, 1999), y

desencadenó los procesos de sismicidad, sedimentación balística y formación de tsunamis, que explican la estratigrafía y sedimentología de la secuencia que nos ocupa en las localidades estudiadas, y que se describen con mayor detalle más adelante.

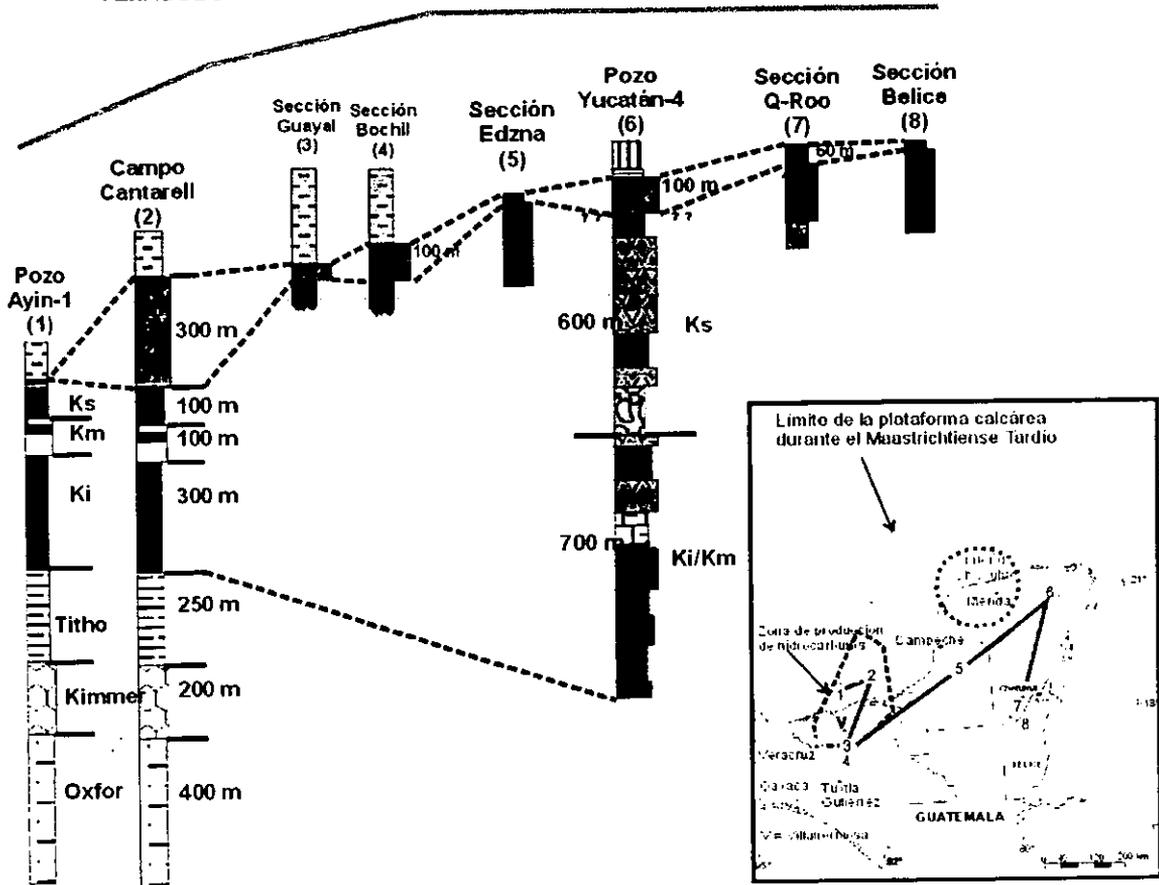
Subdivisión de la sucesión sedimentaria carbonatada clástica del límite K/T

A continuación se propone una subdivisión litológica de la sucesión sedimentaria carbonatada-clástica gradada del límite K/T, considerando el impacto de un meteorito como el evento que desencadenó los mecanismos que controlaron su sedimentación geológicamente instantánea. Se interpreta la estratigrafía y los mecanismos de sedimentación que depositaron las 5 litofacies de esa secuencia. Cada una de estas litofacies está ligada a un mecanismo principal impulsado por el impacto, que pueden ser: (1) sismicidad; (2) sedimentación balística, (3) sedimentación por surgencia basal; (4) sedimentación asociada a flujos ocasionados por "tsunamis" y (5) sedimentación por caída libre del material más fino incluido el que contiene iridio. Con base en las observaciones sedimentológicas, en ciertas localidades los tres primeros mecanismos actuaron casi simultáneamente para dar lugar a secuencias sedimentarias gradadas desde brechas en la base hasta materiales arcillosos en la cima. Esta interpretación se basó en el estudio de secciones geológicas que afloran en Tabasco, Chiapas y Quintana Roo, así como en el estudio de secuencias del subsuelo mediante núcleos y registros geofísicos de pozos petroleros de la PMC. Las Figuras 37 y 37a ilustran dos secciones de correlación estratigráfica. La primera correlaciona la brecha del límite K/T en diferentes ambientes de depósito como son la plataforma somera o expuesta en Belice y Quintana Roo, hasta facies pelágicas en la parte occidental de la plataforma de Yucatán. La segunda sección muestra una correlación entre las brechas de talud que afloran en la sierra de Chiapas y Tabasco y aquéllas del subsuelo marino de Campeche.

En el capítulo de estratigrafía se dividió y describió a la secuencia de talud de plataforma carbonatada del límite K/T de Guayal, Tabasco, Bochil, Chiapas y la Plataforma Marina de Campeche en cuatro unidades principales. Las unidades 1 y 4 corresponden a las rocas carbonatadas pelágicas que infrayacen (Maastrichtiano Tardío) y suprayacen (Paleoceno Temprano), respectivamente, a las facies de talud del límite K/T. Por otro lado, las unidades 2 y 3, ambas del límite K/T poseen litologías que difieren entre ellas en el tamaño de grano y/o contenido mineralógico, de estas los tipos litológicos más comunes en orden ascendente son: brecha y microbrecha para la unidad 2, y areniscas, limolitas y arcillas, para la unidad 3, ambas unidades correspondientes al límite K/T (Figs. 6, 6ª y 19). Por otro lado, en el caso de las facies depositadas sobre los carbonatos de plataforma somera de Belice y Quintana Roo, se tienen también 4 unidades principales que corresponden a: 1) caliza de plataforma somera y/o evaporita; 2) la capa de esferoides, 3) la brecha balística (diamictita) y 4) la caliza de plataforma somera del Paleoceno Temprano depositada sobre la unidad anterior, esta última no siempre se observa debido a erosión (Smit. 1999).

En este capítulo de sedimentología se propone una subdivisión de las unidades 2 y 3 de las facies de talud principalmente, basada en el tipo de los litoclastos (ambiente de formación original), tamaño de los litoclastos, mineralogía que acompaña a los litoclastos y en la asociación o mezcla de componentes. Además se propone un modelo sedimentológico que explique el mecanismo que originó el depósito de cada una de las litofacies, incluyendo aquellas depositadas sobre la plataforma somera. Esta subdivisión de litofacies se hace siguiendo el orden

PERFIL DE LA RAMPA O MARGEN DE PLATAFORMA



SIMBOLOGIA		
Caliza hemipelágica	Marga	Evaporita
Lutita orgánica	Brecha calcárea del K/T	Evaporita y dolomía
Arenisca	Brecha calcárea	Caliza oolítica
	Caliza de plataforma	Caliza de plataforma fracturada

Figura 37. Sección de correlación estratigráfica de la brecha calcárea del límite K/T. Se muestran columnas desde la plataforma somera y emergida en Quintana Roo y Belice hasta depósitos en la plataforma externa en el área del campo Cantarell. Obsérvese que en posiciones distales como la del pozo Ayin-1 no aparece la brecha.

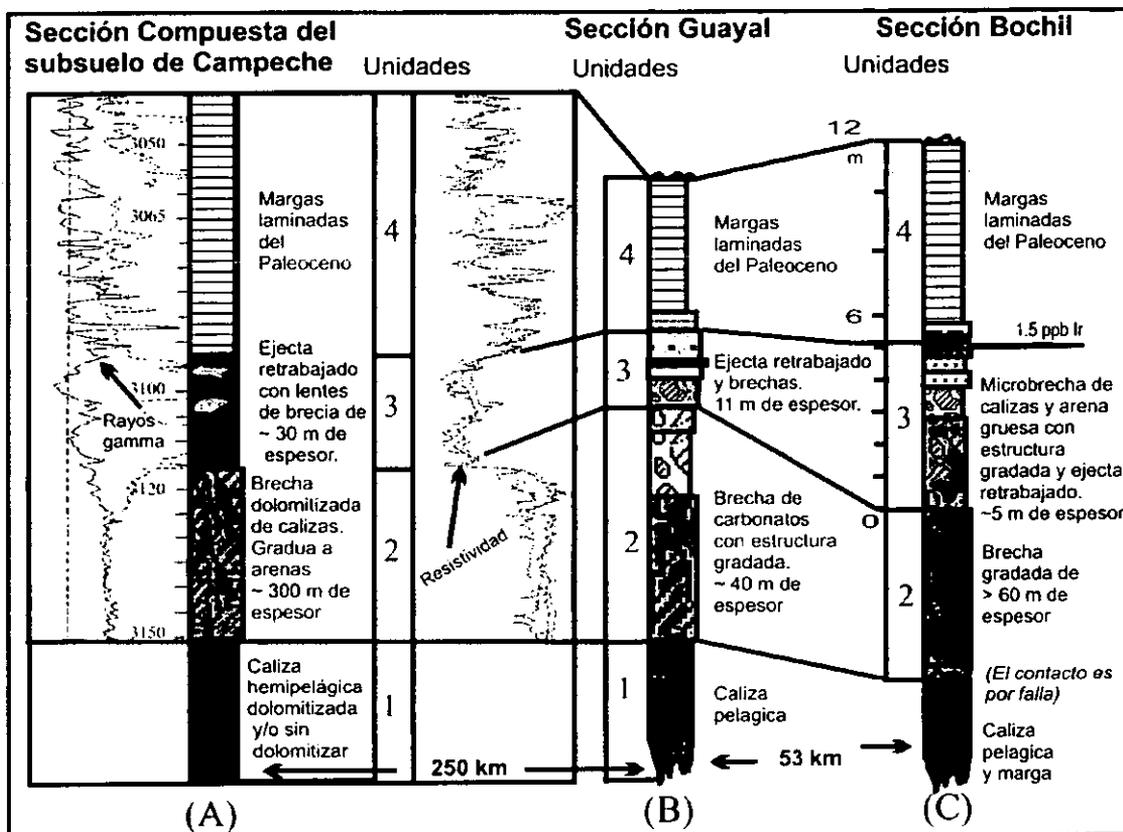


Figura 37a. Sección de correlación estratigráfica de columnas del subsuelo de la Sonda Marina de Campeche y secciones de afloramiento del límite Cretácico-Terciario de Chiapas y Tabasco. (A) Columna compuesta de la zona productora de hidrocarburos (Campos Cantarell, Bacab y Balam); (B y C) sucesión sedimentaria carbonatada clásica del límite K/T en Guayal y Bochil.

cronológico y/o la posición estratigráfica entre cada una de las unidades. Es importante mencionar que no todas las litofacies están presentes en cada una de las localidades estudiadas, porque la presencia o ausencia de estas litofacies, así como su espesor dependen del mecanismo de depósito, del ambiente sedimentario en que fueron depositadas y de la distancia a la fuente de origen. En la descripción respectiva se menciona la ubicación de las 5 litofacies que a continuación se describen:

(1) La brecha inferior (dolomitizada y almacenadora de hidrocarburos en la PMC); (2) la brecha balística reconocida en localidades de Belice y Quintana Roo; (3) la capa de expulsión “*ejecta layer*”, sello superior de los yacimientos de hidrocarburos en la PMC, que incluye la subfacies de calcarenita con material de expulsión o bentonítico; (4) la brecha conglomerática superior y (5) la capa de arcilla.

Los afloramientos estudiados en Guayal, Tabasco; Bochil, Chiapas, y Chetumal, Quintana Roo, corresponden al mejor análogo sedimentológico que se ha encontrado hasta el momento para la brecha del límite K/T productora de hidrocarburos en la PMC, e ilustran claramente la interpretación de los mecanismos de sedimentación considerando el impacto de un meteorito o cometa (Alvarez *et al.*, 1980) como el evento que impulsó estos procesos sedimentarios.

Los afloramientos del límite K/T de Guayal fueron estudiados inicialmente por Salas y López-Ramos (1951) quienes midieron un espesor de 10 metros en el Cerro Guayal y le dieron una edad del Cretácico medio. Geólogos de PEMEX continuaron el estudio de la brecha carbonatada en localidades cercanas a Guayal como aquellas del Río Puxcatán y de Pasa Monos donde le asignaron edades del Campaniano (Quezada-Muñetón, 1990). Posteriormente, Sigurdson *et al.* (1995) reportaron análisis químicos de litofacies correspondientes al material

de expulsión (“ejecta”) y hacen notar que existe una mezcla detrítica de dos componentes entre el material carbonatado y material de expulsión.

La secuencia de carbonatos clásticos (megabrecha, brecha, microbrecha, arenas y arcillas) de Bochil fue reportada originalmente en trabajos inéditos de PEMEX (Medina de la Paz y Durán Rodríguez, 1991) y posteriormente Montanari *et al.* (1994) quienes reportaron la anomalía de iridio en la cima de la secuencia e interpretaron que estaba ligada al evento de Chicxulub del límite K/T. Posteriormente, Smit *et al.* (1996) y Smit (1999) reportaron también esta secuencia e interpretaron que se formó por un flujo de escombros iniciado por el sacudimiento sísmico debido al impacto en Chicxulub.

La brecha productora de hidrocarburos y sus relaciones estratigráficas con las unidades supra e infrayacentes también fueron estudiadas por geólogos de PEMEX (Santiago-Acevedo, 1980; Santiago-Acevedo *et al.*, 1984; Hernández-García, 1994) quienes, en diversos reportes internos, las consideran como brechas normales de talud y la asignaron indistintamente al Cretácico Superior o al Paleoceno, pero haciendo notar su gran importancia petrolera y su relación con los yacimientos del subsuelo de la Sonda Marina de Campeche (Meneses de Gyves, 1980).

Los afloramientos de brecha del límite K/T localizados en Belice y Quintana Roo fueron reportados por Ocampo *et al.* (1996); King (1996) y Pope *et al.* (1999) quienes interpretaron un origen ligado al evento de Chicxulub y consideraron que el mecanismo de depósito se llevó a cabo mediante sedimentación balística y /o de surgencia basal. A continuación se describen las 5 litofacies arriba enlistadas.

Litofacies 1. Brecha inferior

Se denominó brecha inferior a la litofacies compuesta por bloques y fragmentos de carbonatos, que descansa directamente sobre las calizas del Maastrichtiano Tardío (Figs. 6, 6ª y 19). Está compuesta principalmente por bloques y fragmentos de calizas con rudistas y otras calizas de aguas someras (Microfacies 1, 2, 4, 5 y 6). En Guayal está conformada por bloques de calizas pelágicas (wackestone) con pedernal, mezclados con fragmentos y bloques de calizas someras con rudistas y por packstone-grainstone de fósiles bentónicos. En Bochil se observa que los bloques de calizas con rudistas son más abundantes que los fragmentos packstone-grainstone con fósiles bentónicos y lagunares. En la Zona marina la sucesión sedimentaria del límite K/T está dolomitizada en diferentes grados. En las muestras con menor dolomitización o con dolomitización mímica, se han identificado fragmentos de wackestone-packstone lagunares (con miliólidos y *Chubbina* sp.), así como calizas de supramarea con estructuras algáceas y calizas someras con texturas fenestrales (Figs. 29 y 36b).

Ambiente de depósito

La composición litológica y el contenido micropaleontológico de la matriz (lodos calcáreos con fósiles planctónicos y escasos bentónicos) y la posición estratigráfica de esta brecha (sobre calizas delgadas pelágicas) sugiere que fue depositada en un ambiente pelágico que puede variar de plataforma externa al pie del talud. Esta litofacies se documentó en varios pozos del Campo Cantarell (C-2094D N1; C-2239 N3; C-48D N1; C-24D N3; C-2299 N1) y en afloramientos de Guayal, Tabasco y Bochil, Chiapas (Figs. 6, 6a y 19).

Comparación y/o relación con otras litofacies

Considerando que la distancia del centro de la estructura de Chicxulub a los afloramientos de brecha en Quintana Roo es aproximadamente la misma que a la región productora de hidrocarburos (~350 km), es de esperarse que en esta última región se tengan depósitos de brecha emplazados balísticamente desde la estructura de Chicxulub, o bien por efectos de craterismo secundario (Fig. 38).

Sin embargo, con base en la información de los registros geofísicos y de los núcleos de pozos no se ha podido demostrar fehacientemente un espesor importante de este tipo de brechas que sea comparable a lo observado en Quintana Roo y que se describe como litofacies 2. Lo que se ha observado en algunos núcleos de los pozos C-2092D, Chac-1 y 2; Bacab-1N1, y Balam-101 N1 son fragmentos de dolomías y de evaporitas tipo sabkha (Figs. 31 y 32) que sugieren el arribo balístico de un volumen aún no cuantificado de fragmentos de carbonatos desde la plataforma de Yucatán.

Tomando en cuenta los espesores de ~15 metros que se observan en el área Belice-Quintana Roo y Tabasco-Chiapas, y considerando que la distancia a la estructura de Chicxulub es más o menos la misma (~350 km), consideramos que debió depositarse un espesor mínimo de 15 metros de brecha balística en la PMC. El estudio de los núcleos de pozos petroleros en la PMC y las relaciones estratigráficas estudiadas en los afloramientos sugieren que el depósito de la brecha inferior ocurrió simultáneamente o inmediatamente antes de los depósitos balísticos representados por las brechas de Belice, Quintana Roo y los pozos Yucatán-1, Yucatán-4 y Yucatán-5A (Fig. 22).

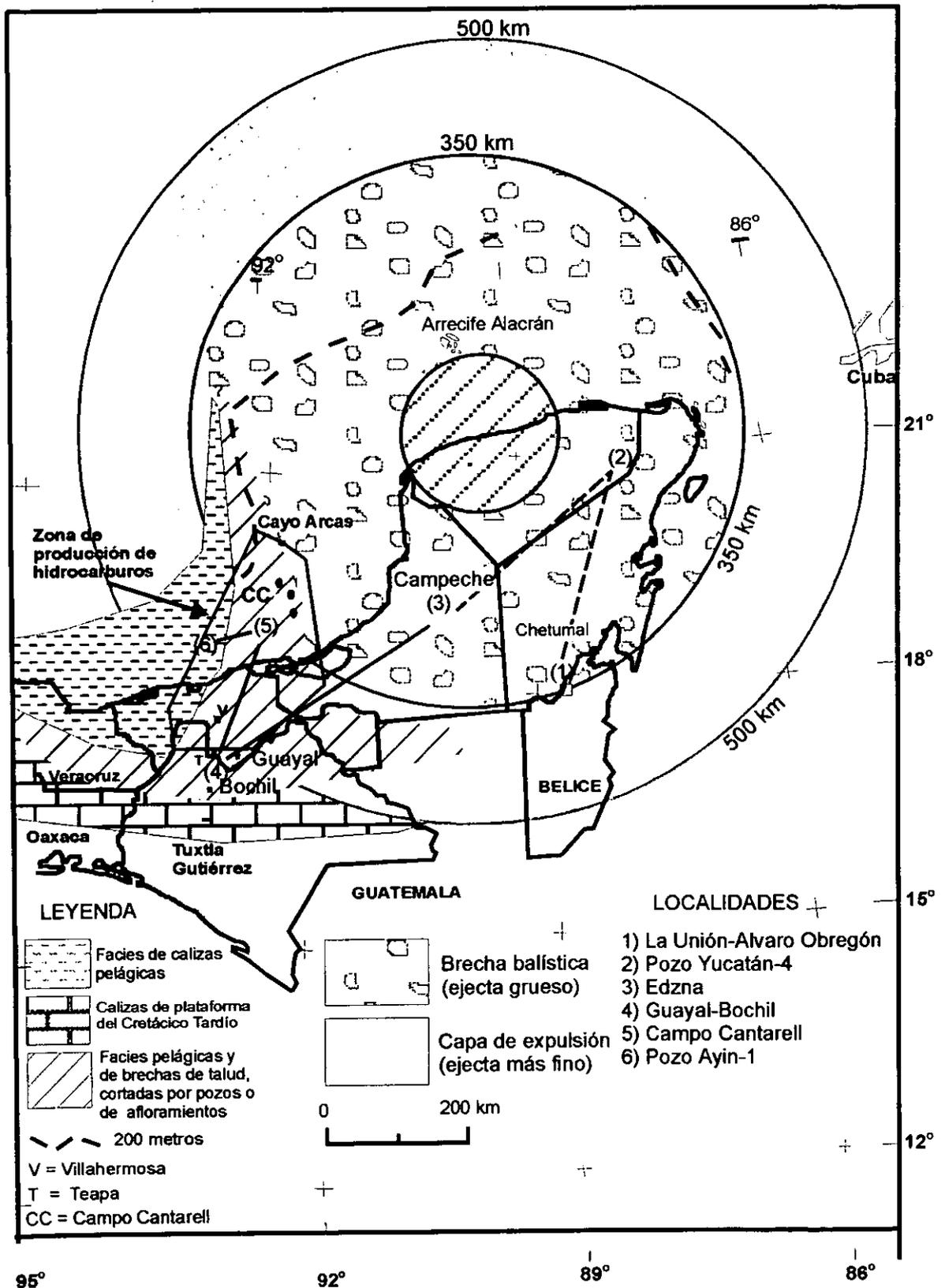


Figura 38. Mapa de distribución de litofacies del evento del límite K/T en el Sureste de México. Los círculos muestran la distribución de la brecha balística con fragmentos de carbonatos mayores a 30 cm y del material de expulsión con fragmentos menores a 30 cm de diámetro. También se muestra la distribución de la brecha de talud y las facies de margas pelágicas.

Litofacies 2. La brecha balística

Se denominó brecha balística a la roca formada por bloques de calizas de plataforma somera y material fino de expulsión cuyos mejores ejemplos se observan en Quintana Roo y Belice, sobreyaciendo a calizas someras y evaporitas o sobre superficies emergidas de carbonatos someros. Debido a la composición de sus clastos, la asociación con material de ejecta y por la distancia desde los afloramientos hasta el centro de la estructura de Chicxulub, se presume fue emplazada balísticamente. Los componentes de esta litofacies pueden provenir directamente de la estructura de Chicxulub, o bien de cráteres secundarios formados como consecuencia del impacto principal.

Esta litofacies forma parte de lo que se denomina manto o cubierta de expulsión que se refiere al depósito continuo de material de expulsión alrededor de la zona de impacto, mismo que generalmente tiene mayor espesor en las cercanías del cráter y se hace más delgado conforme aumenta la distancia al centro de la estructura (Melosh, 1989). La Figura 38 muestra la distribución de la brecha balística hasta una distancia de ~ 350 Km del centro de la estructura de Chicxulub. A distancias mayores a 350 Km, el tamaño de grano y volumen del material de expulsión disminuye dando lugar a depósitos más delgados y de grano más fino. Un ejemplo claro de esta brecha se puede observar en Belice y en Quintana Roo, donde se han reportado espesores mínimos de 15 metros de brecha (Ocampo *et al.*, 1996; Pope *et al.*, 1999; este trabajo). Por otro lado, en Quintana Roo hemos observado espesores incompletos debido a erosión de la parte superior, entre 10 y 20 metros, donde es común observar bloques de caliza entre 7 y 10 metros de diámetro mezclados con material de expulsión. Esto sugiere espesores considerables de esta brecha en localidades situadas a distancias de hasta 350 km del centro del cráter, o más cercanas.

En los afloramientos de Guayal y de Bochil, además del material vítreo, es probable que la roca compuesta por fragmentos de carbonatos asociados a los fragmentos bentoníticos de la secuencia carbonatada clástica haya sido emplazada balísticamente.

En Guayal, la microbrecha balística tiene ~ 6 m de espesor y está ubicada en la base de la unidad 3, es decir la unidad con material de expulsión más fino que incluye la mencionada microbrecha, areniscas, limos y arcillas. Está compuesta por fragmentos de calizas de 5 a 15 centímetros de diámetro, mezclados con abundantes fragmentos de 1 a 2 cm de diámetro de material vítreo devitrificado de aspecto bentonítico y tonalidades verdosas, así como minerales con estructuras de deformación planas (Figura 6, 6ª unidad 3).

En Bochil, esta litofacies (3m) está representada por dos subunidades, la subunidad inferior de 2 metros de espesor (BO-14) contiene objetos semiesféricos (~3 a 4 cm) en una matriz fina blanquecina que se interpreta como material de expulsión (ejecta) alterado y la subunidad superior de 1 metro de espesor compuesta por brecha calcárea bien consolidada con fragmentos de 2 a 3.5 cm de diámetro de biomicritas y rudistas mezclados con escasos fragmentos pequeños (0.5 a 1 mm) de vidrio alterado (BO-15) (Fig. 19). Una litofacies semejante a la subunidad inferior de Bochil fue observada en Quintana Roo, donde se reportaron esferoides alterados mezcladas en una matriz blanquecina alterada. Sin embargo, en Belice la capa de esferoides está ubicada en la base de la capa de diamictita (Ocampo *et al.*, 1996; Pope *et al.*, 1999) y no por encima de la brecha como es el caso de la localidad de Bochil. Sin embargo, es importante recordar que la brecha de mayor espesor de Bochil (> 70 m) corresponde a la brecha inferior depositada en un ambiente de cuenca y por tanto bajo un tirante de agua considerable. En contraste la brecha balística de Quintana Roo y Belice fue depositada por mecanismos balísticos o de surgencia basal sobre la plataforma somera o emergida. En la presente interpretación, la capa con

objetos redondeados de la subunidad inferior (3 metros) y la capa de brecha de la subunidad superior (1 metro), localizadas hacia la parte superior de la sucesión carbonatada-clástica de Bochil, son equivalentes en posición estratigráfica a la Formación Albion de Belice que incluye la capa de esferoides y la diamictita (Ocampo *et al.*, 1996; Pope *et al.*, 1999). Es decir que en ambas localidades estas dos capas se depositaron por mecanismos de sedimentación balística. La diferencia en espesores, el diámetro de los componentes de la brecha y diferente posición estratigráfica se debe a las diferentes distancias de estas localidades con respecto a la estructura de Chicxulub y a que en Bochil el tirante de agua pudo jugar un papel importante en la sedimentación de sus componentes.

Ambiente de depósito

El ambiente de depósito de los materiales emplazados balísticamente fue distinto para cada región geográfica actual. En Guayal y Bochil, el wackestone de la matriz con fósiles planctónicos y bentónicos en la brecha inferior que infrayace a la brecha balística sugiere un depósito de plataforma externa. La presencia de fósiles bentónicos de tipo lagunar, así como por estar interestratificada entre la brecha inferior y las arenisca suprayacente, sugieren que esta litofacies representa una mezcla de materiales carbonatados y de impacto emplazados balísticamente con materiales locales de origen lagunar y de plataforma, que fueron acarreados hacia partes más profundas en el talud de la plataforma externa por corrientes producidas por tsunamis. En contraste, en Quintana Roo el material de expulsión y los bloques fueron depositados sobre evaporitas y calizas someras, e incluso Smit *et al.* (1999) y Pope *et al.*, 1999, observaron la brecha (diamictita) sobre áreas emergidas de la plataforma.

Comparación con otras litofacies y localización

Esta unidad ha sido observada en la cantera de "Albion Island" en Belice, a distancias de ~350 km del centro de la estructura de Chicxulub (Ocampo *et al.*, 1996; Pope *et al.*, 1999). En esta localidad la brecha tiene un espesor mínimo de

~15 metros y sobreyace a la Dolomita Barton Creek del Cretácico tardío compuesta por capas masivas a delgadas intensamente dolomitizadas y fracturadas (Ocampo *et al.*, 1996; Pope *et al.*, 1999). La brecha o diamictita como fue nombrada por Ocampo *et al.* (1996) presenta mala clasificación, está compuesta por fragmentos de unos milímetros de diámetro hasta bloques de 7 metros. En la base de esta unidad se encuentra una capa compuesta por objetos esferoidales alterados, probablemente de origen similar al lapilli acrecionario de Guayal (Grajales *et al.*, 1996; Pope *et al.*, 1999). La brecha balística fue observada también en el camino que conduce de Carlos A. Madrazo a La Unión, en el Estado de Quintana, Roo. En este lugar se observan bloques desde 7 hasta 13 metros de diámetro mezclados con brecha carbonatada fina, arenosa y también con material de expulsión más fino representado por un polvo carbonatado (dolomítico?) y vidrio alterado. Este tipo de litologías también se observó en territorio de Campeche sobre la carretera Chetumal-Escárcega, y en las cercanías de las ruinas arqueológicas de Edzna. La brecha balística forma parte del material de expulsión o ejecta, sin embargo en este trabajo se separaron las facies de bloques y fragmentos, de aquellas formadas por material más fino (polvo dolomítico), vidrio alterado y minerales con estructuras de deformación plana a los que se les agrupó como materiales de la capa de expulsión (ejecta) dolomitizada.

La brecha depositada en la Zona Marina a +/- 350 km del centro de la estructura de Chicxulub, ahora fuertemente dolomitizada, puede contener hacia la cima bloques de carbonatos (7-10 metros de diámetro) emplazados balísticamente, de manera similar a las localidades situadas a distancias semejantes como Belice (Albion Island) y Quintana Roo (Figs. 36, 38). Es decir, en esta región puede existir un mayor espesor de la brecha balística a diferencia de localidades situadas a más de 350 km de distancia como el caso de Guayal y Bochil (~ 500 a 600 Km) donde sólo se observaron unos cuantos metros de esta brecha (Figs. 6, 6a y 19).

Las evidencias directas sugieren que algunas brechas compuestas por fragmentos de calizas someras asociadas a fragmentos de evaporitas, observadas en pozos del Campo Cantarell (p.e. Pozo C-2092D), corresponden a litofacies emplazadas balísticamente, porque no habría otra forma de explicar fragmentos de carbonatos y evaporitas tipo sabkha en zonas de la plataforma externa. Estos fragmentos fueron arrancados, como consecuencia del impacto, de secuencias calcáreo-evaporíticas tipo sabkha de edad cretácica que se conocen bien porque fueron cortadas por los pozos Yucatán-1, Yucatán- 4, Yucatán-5A y Yucatán-6 (López-Ramos, 1979; Ward *et al.*, 1995). En las columnas estratigráficas de los dos primeros pozos antes citados se ilustra la estratigrafía de la plataforma de Yucatán y los ciclos de sedimentación sabkha mencionados (Fig. 22). Muchos de estos fragmentos ya estaban dolomitizados antes de su depósito en ambientes hemipelágicos de la zona marina de Campeche lo que permitió preservar la típica estructura chicken-wire de evaporitas, aunque no la evaporita original. Los estudios de petrografía y de CL de algunas muestras de núcleo de pozo (Pozos Bacab-1 N1 y Chac-1) revelan la presencia de fragmentos de dolomía fina asociados a fragmentos de calizas no dolomitizados (Figs. 32 y 35) En los afloramientos de Quintana Roo también se identificaron fragmentos de dolomías cristalinas finas y medianas en los componentes de la brecha balística (Fig. 39).

Litofacies 3. La capa de expulsión (“ejecta layer”)

Se denominó capa de expulsión (ejecta layer) al horizonte de espesor variable compuesto por un conjunto de detritos de impacto de grano fino (areno-arcilloso), provenientes de la zona de impacto. También se incluye aquí a la subfacies de calcarenita biógena con material de expulsión, compuesta por granos calcáreos biógenos y minerales con estructuras de deformación plana y vidrio de impacto, que representa una mezcla de material local y material de expulsión. Esta subfacies puede tener un espesor importante y está presente en el subsuelo de la



Figura 39. Fragmentos y bloques de dolomía en localidades cercanas a Alvaro Obregón, en el camino Chetumal - La Unión, Quintana Roo. Muchos de los afloramientos estudiados están ubicados en las cercanías del Río La Unión que sirve de frontera entre Belice y México.

PMC y en los afloramientos de Guayal y Bochil. Se trata de una calcarenita biógena de grano grueso a medio, frecuentemente sin consolidar, constituida por fragmentos y/o granos de fósiles bentónicos lagunares mezclados con abundante material de expulsión (vidrio y minerales con estructuras de deformación plana) (Figs. 14, 19, 20 y 21). En Guayal esta subfacies puede tener hasta 4 m de espesor e incluye un horizonte de 60-80 cm con lapilli acrecionario (Grajales *et al.*, 1996). Este espesor de la calcarenita con material de expulsión indica que en Guayal hubo un mayor aporte de material calcáreo que en Bochil donde el espesor de la capa de calcarenita gruesa a fina se reduce a ~ 1.5 m.

En Bochil (BO-16-17), esta subfacies está representada por una calcarenita gruesa con abundantes foraminíferos bentónicos de ambiente lagunar y escasos fragmentos de rudistas. Hacia la parte superior el material de expulsión se hace más fino (vidrio alterado, cuarzo de deformación plana, y fragmentos de roca parcialmente fundida) y predomina sobre el material local (arena fina, limo y arcilla) compuesto de fósiles y material calcáreo de tipo micrítico (Figs. 19, 20 y 21).

Al igual que la brecha balística (litofacies 2), la capa de expulsión forma parte del manto o cubierta de expulsión ("*ejecta blanket*") como fue definido por Melosh, 1989. En la zona marina, Guayal y Bochil está compuesta por una secuencia gradada que empieza con arenisca gruesa o conglomerática, continua con arenisca media y limolitas, y culmina con arcillas. La porción más gruesa contiene cantidades importantes de fragmentos de carbonatos y fósiles bentónicos (40%) mientras que las porciones más finas están formadas principalmente por material de expulsión.

En Belice y Quintana Roo, el material de expulsión es de tonos blanquecinos, amarillentos y verdosos y forma la matriz de la brecha balística (capa de diamictita = *diamictite bed*) que incluye bloques de 7 metros de diámetro. También

se incluye aquí a la capa de esferoides (*sphaeroid bed*) que es la base de la capa de diamictita denominada en Belice Formación Albion. (Ocampo *et al.* 1996); Pope *et al.*, 1999).

En ambientes de plataforma externa o de cuenca como aquellas de la zona marina de Campeche (campos petroleros) y de Chiapas-Tabasco (Guayal y Bochil), la capa de expulsión tiene espesores de 30 m, 11 m y 3 m respectivamente. Se observa bien estratificada e incluso dolomitizada como en el subsuelo de la Plataforma Marina de Campeche; por el contrario, en Guayal y Bochil se presenta en capas masivas sin dolomitizar y con mejor estratificación hacia la parte superior donde predomina el material de textura arenosa, limosa y arcillosa. Frecuentemente se observa retrabajada y mezclada con materiales más gruesos que, en localidades de la PMC, pueden formar cuerpos lenticulares brechoides y/o conglomeráticos que hemos denominado brecha superior, siguiendo la nomenclatura práctica utilizada por los geólogos de PEMEX (Jesús García y Sergio Hernández, Com. Personal) y que se define y describe más adelante.

La mayor parte de los materiales que forman la capa de expulsión fueron depositados hacia el final de los eventos sedimentológicos gruesos impulsados por el impacto, pero un poco antes de que se originaran los tsunamis que formaron las corrientes que retrabajaron, mezclaron y redepositaron diversos materiales carbonatados junto con material de expulsión. Un ejemplo de este material es la brecha o conglomerado superior mencionado en líneas superiores. Este conglomerado es evidente en las muestras de los pozos Bacab- y Balam-101, núcleo 1 donde el material de expulsión está mezclado con material local.

Ambiente de depósito

Debido al origen y proceso de emplazamiento del material de expulsión, el ambiente de depósito estuvo controlado por los diversos ambientes

predominantes al momento del impacto. En el Sur de México, los materiales de la capa de expulsión ("ejecta") se depositaron indistintamente sobre áreas emergidas de la plataforma, zonas de sedimentación evaporítica, sobre la plataforma externa y en ambientes de cuenca. En las localidades de Belice y Quintana Roo, el "ejecta" se depositó sobre carbonatos someros y/o evaporitas, en un ambiente emergido o bien donde estaba ocurriendo sedimentación evaporítica. En contraste, en las localidades de Guayal, Bochil y la Plataforma Marina de Campeche, el material de expulsión se depositó en un ambiente de plataforma externa en zonas donde estaba ocurriendo sedimentación pelágica. Es importante observar que la sedimentación pelágica continuó después de que las litofacies ligadas al evento de Chicxulub fueron depositadas. De esta manera, al igual que las calizas pelágicas del Maastrichtiano Tardío, los sedimentos de la base del Paleoceno exhiben abundante microfauna planctónica (Fig. 40) que demuestra la recuperación de esta microfauna planctónica después de las extinciones masivas del límite K/T. Esta evidencia bioestratigráfica es una prueba irrefutable que indica claramente que la secuencia carbonatada clástica de la zona marina, Guayal y Bochil se depositó instantáneamente en un ambiente pelágico y que este mismo ambiente continuo imperando después de que terminó el depósito de los sedimentos del límite K/T. Esta evidencia impide asignar un origen distinto a la brecha inferior (retroceso del mar, paleocarst, erosión paulatina de numerosas plataformas) y apoya claramente un origen ligado a un evento catastrófico para esta litofacies del Sureste de México.

Comparación con otras litofacies

En las localidades de la PMC, Guayal y Bochil, la porción de grano fino del material de expulsión fue sedimentada después del emplazamiento de la brecha inferior, pero antes del depósito de la brecha superior, esta última formada como consecuencia del retrabajo producido por los tsunamis o corrientes producidas por ellos.

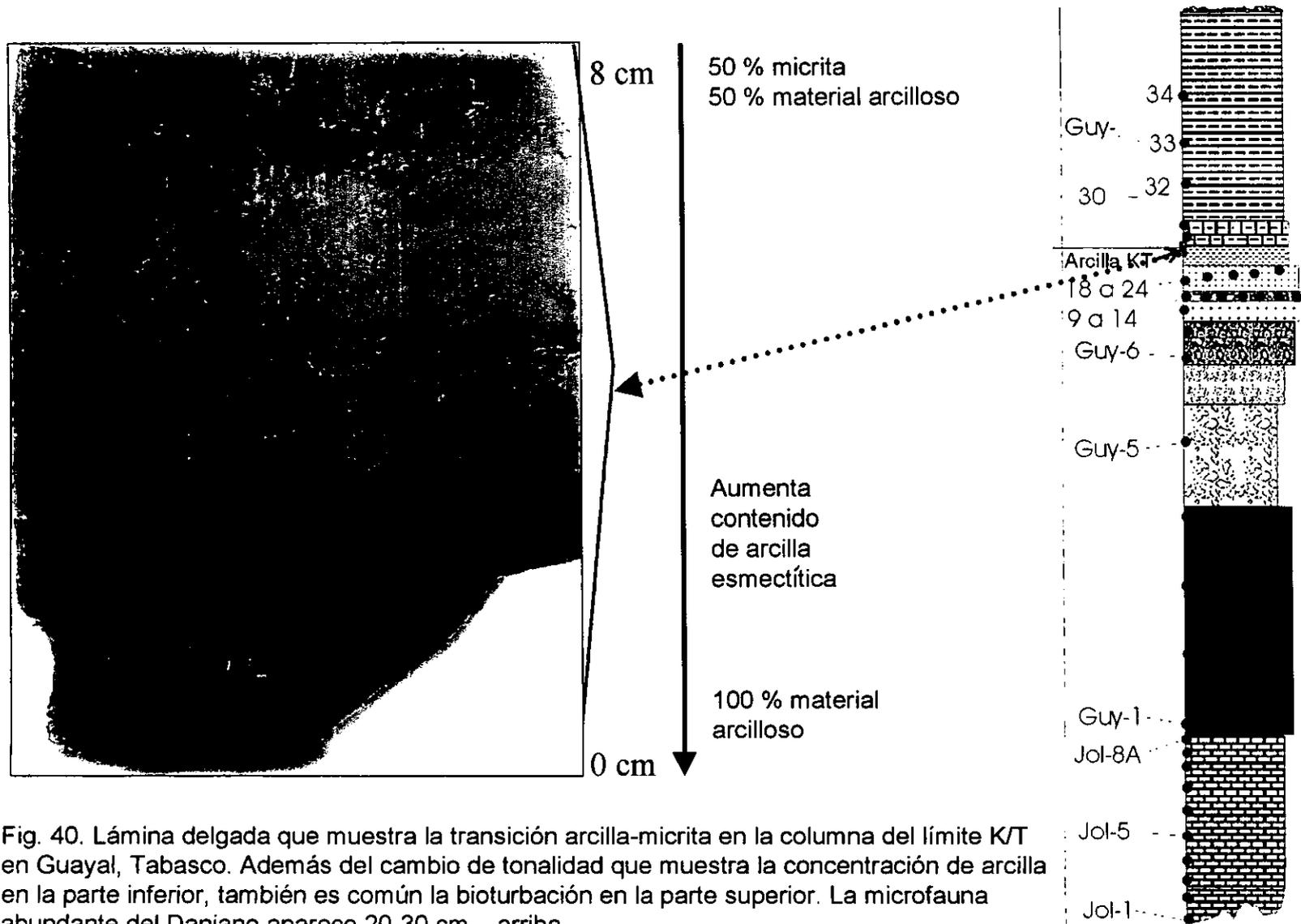


Fig. 40. Lámina delgada que muestra la transición arcilla-micrita en la columna del límite K/T en Guayal, Tabasco. Además del cambio de tonalidad que muestra la concentración de arcilla en la parte inferior, también es común la bioturbación en la parte superior. La microfauna abundante del Daniano aparece 20-30 cm arriba.

En localidades someras o emergidas como el caso de Quintana Roo, existen evidencias que indican que el material de expulsión fino (ejecta) se depositó inmediatamente antes del arribo balístico de bloques de carbonatos de origen somero, y que en muchos lugares se mezclaron los dos tipos de materiales. En Belice se ha reportado una capa con objetos esferoidales que infrayace a los bloques que forman la capa de diamictitas, que evidencian el arribo de material fino previo al depósito de grandes bloques que se mezclaron con este material fino depositado antes (Ocampo *et al.*, 1996; Pope *et al.*, 1999).

Litofacies 4. La brecha conglomerática superior

Se denomina brecha conglomerática superior a la litofacies que forma lentes de esta roca, compuesta por fragmentos de calizas someras y escasas dolomías, con diámetros de 1 a 5 cm, mezclados con escaso cuarzo y plagioclasa con deformación plana y vidrio devitrificado. Estos lentes conglomeráticos tienen varios metros de espesor y estratigráficamente pueden estar en la base, intercalados en la parte central, o en la cima de la capa de expulsión (ejecta layer). Esta litofacies ha sido documentada ampliamente en numerosos pozos de la PMC y en los afloramientos de Guayal y Bochil, aunque sus relaciones estratigráficas pueden ser diferentes en cada localidad.

En ocasiones, esta litofacies está representada por una brecha o conglomerado limpio y sin matriz, como es el caso del microconglomerado brechoide del pozo Bacab-1, N1, que parece haberse depositado hacia la cima de la capa de expulsión o ejecta, pero con escaso volumen de material de ejecta. En contraste, en el caso del Pozo Balam-101, N1 y Nix-1, N1, los fragmentos subredondeados de carbonatos pueden estar mezclados íntimamente con material de expulsión que forma la matriz de la brecha o conglomerado (Fig. 41). En otros pozos como

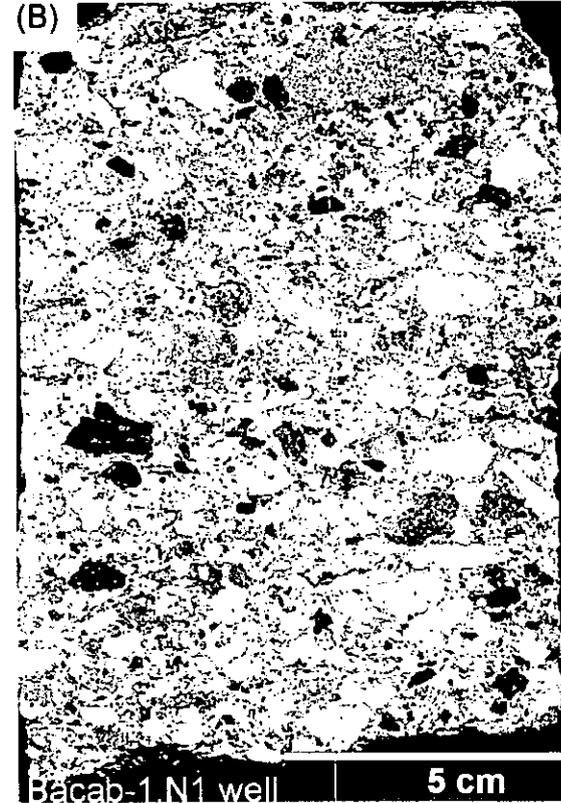


Fig 41.- Brecha/conglomerado superior. (A) clastos de dolomía (d) en una matriz de material de expulsión o "ejecta" (e). Nótese los clastos angulosos tipo "rip-up" (e) que fueron arrancados por las corrientes originadas por tsunamis. La roca está dolomitizada. (B) Brecha/ conglomerado superior sin matriz. Observe la presencia de numerosos clastos redondeados de carbonatos. La mayoría de los clastos son de calizas someras y escasos son fragmentos de dolomías cristalinas.

el Cantarell-227D, N1, se observa que el material detrítico carbonatado mezclado con material de expulsión se encuentra hacia la parte superior de la secuencia que incluye la brecha de carbonatos, lo que sugiere un depósito clástico-carbonatado gradado que se hace más fino hacia la parte superior.

Ambiente de depósito

Con base en su posición estratigráfica, la brecha superior se depositó en el mismo ambiente en que se depositaron las unidades infra y suprayacentes de la secuencia clástica del KT en la zona marina de Campeche, y en Guayal y Bochil, es decir en un ambiente hemipelágico de plataforma externa al pie del talud.

Comparación con otras litofacies y localidades

La posición estratigráfica de la brecha superior es diferente en la Zona marina comparada con Guayal y Bochil. En la PMC los lentes de brecha o conglomerado pueden estar mezclados con e intercalados en la litofacies 3 (capa de expulsión y calcarenita biógena con material de expulsión). En contraste en Guayal y Bochil esta brecha superior siempre infrayace al material de expulsión más fino. Lo que sugiere que algunos mecanismos de sedimentación no actuaron de la misma forma en estas tres localidades.

Litofacies 5. La capa de arcilla

El término la capa de arcilla (the clay bed) se acuñó originalmente para referirse a una capa de arcilla de 1 cm de espesor que separaba las calizas pelágicas blanquecinas del Maastrichtiano más tardío y las calizas pelágicas rosadas de la base del Paleoceno en el afloramiento del límite K/T de Gubio, Italia (Alvarez, 1994; 1997). Los primeros en observar esta capa de arcilla fueron dos paleontólogos italianos que realizaban estudios bioestratigráficos en secuencias

carbonatadas de los Montes Apeninos en Gubio, Italia y observaron la capa de arcilla en el mencionado contacto (Luterbacher y Premoli Silva, 1964, citados por Alvarez, 1997).

De manera similar, en este trabajo se denomina capa de arcilla al horizonte de varios centímetros de espesor (10 a 20 cm) que, en los afloramientos de Guayal y Bochil, se encuentra sobreyaciendo transicionalmente a la porción limo-arcillosa de la secuencia clástica, e infrayaciendo a la marga o caliza arcillosa de la base del Paleoceno (Fig. 40). Por ser un material que se acumuló lentamente en un medio acuoso presenta estructura gradada de tal forma que hacia la base puede presentar granos del tamaño del limo fino y hacia la cima está compuesta por arcilla casi pura que el análisis químico indica que está compuesto por 10-12 % Al_2O_3 y 48 a 71 % SiO_2 (Tabla II, Fig. 16). En Guayal y Bochil, el material arcilloso de textura más gruesa localizado hacia la base de lo que aquí se denomina la capa de arcilla parece haberse originado por alteración de material vítreo fino que forma parte del material de expulsión. Este material debió depositarse en cuestión de horas a días. En contraste, es probable que la parte más fina (Fig. 40) se haya depositado en un tiempo mayor, probablemente semanas y parece corresponder al material vaporizado y polvo más fino del objeto impactante y que sale expulsado de la atmósfera de la tierra para posteriormente caer lentamente a manera de lluvia de cenizas. Este material es el que contiene el Iridio distribuido globalmente y se depositó al final de la sedimentación de la capa de expulsión, incluso después de los procesos de retrabajo asociados a tsunamis o tormentas. Alternativamente, Hildebrand (1993), acuñó el término "fireball layer" que puede traducirse como la capa de la bola de fuego, que en la Cuenca Ratón de Colorado, tiene ~ 3 mm de espesor y sobreyace a la capa de expulsión ("ejecta layer") de 2 cm de espesor. Esta "fireball layer" sería equivalente a la parte más fina de la capa de arcilla con la anomalía de iridio y que se ha reportado alrededor de la Península de Yucatán y en el Caribe.

La litofacies 5 representa el material más fino de toda la secuencia carbonatada clástica del límite K/T. En Guayal esta litofacies está ubicada en la cima de una secuencia masiva de arenisca que en la base está compuesta por 3 m de calcarenitas de grano medio, que pasa transicionalmente a capas masivas de 2 metros de espesor formada por arenisca fina, limos y arcillas, donde los últimos 10-20 centímetros corresponden a la *capa de arcilla*.

En Bochil, la capa de arcilla está ubicada en un contacto transicional sobre una secuencia arenosa de 1.5 metros de espesor, representada por calcarenita gruesa a media (~1 m) que pasa transicionalmente a arenisca fina y limolita (30 cm) y de limolita a arcillita casi pura (20 cm). La unidad de arcilla casi pura contiene la anomalía de iridio tanto en Bochil como en Guayal.

Ambiente de depósito y posición estratigráfica

La capa de arcilla debió depositarse en diferentes ambientes alrededor de la estructura de Chicxulub. Sin embargo, la mejor preservación se tiene cuando el depósito ocurre en un ambiente acuoso. En la PMC, Bochil y Guayal, se depositó en un ambiente de plataforma externa y está ubicada inmediatamente debajo de las facies calcáreas pelágicas del paleoceno basal compuesto por calizas arcillosas y margas. La Figura 40 ilustra una lámina delgada de 8 cm de espesor, proveniente de una muestra de Guayal, donde se observa el paso transicional de la parte más superior de la capa de arcilla y los primeros sedimentos micríticos precipitados después del evento de impacto.

Modelos para entender los mecanismos de sedimentación

La Figura 42a ilustra los ambientes sedimentarios imperantes antes del impacto en Chicxulub a finales del Maastrichtiano. La sección representa un corte aproximado Oeste-Este, desde de la Zona de Producción Petrolera que correspondería a un ambiente de plataforma externa en la Sonda de Campeche, hasta el estado de Quintana Roo y Belice que representa la plataforma carbonatada-evaporítica de Yucatán y donde se tenían ambientes marinos someros, ambientes evaporíticos hipersalinos y áreas de exposición subaérea (Ocampo *et al.*, 1996; Smit *et al.*, 1999).

Las Figuras, 42 B, C, D y E ilustran de manera esquemática las consecuencias físicas del impacto del meteorito o cometa que dieron lugar a los mecanismos del depósito de la secuencia carbonatada clástica.

A continuación se describe el modelo que explica el emplazamiento de cada una de las 5 litofacies previamente descritas, con base en los fenómenos o mecanismos ocasionados por el impacto, tales como la sismicidad, el emplazamiento balístico de materiales y el retrabajo de materiales a consecuencia del agua aportada por los tsunamis.

Mecanismos de sedimentación de la brecha inferior

La brecha inferior es la litofacies estratigráficamente más baja en la secuencia carbonatada clástica del KT. Se interpreta que el impacto liberó energía mediante la formación de ondas sísmicas que viajaron a velocidades de ~5-6 km/s y originaron los terremotos que derrumbaron material del borde de la plataforma de Yucatán formando grandes flujos de escombros que depositaron sobre el suelo marino del Maastrichtiano Tardío, grandes bloques y/o fragmentos de calizas (Figs. 42 - B - C).

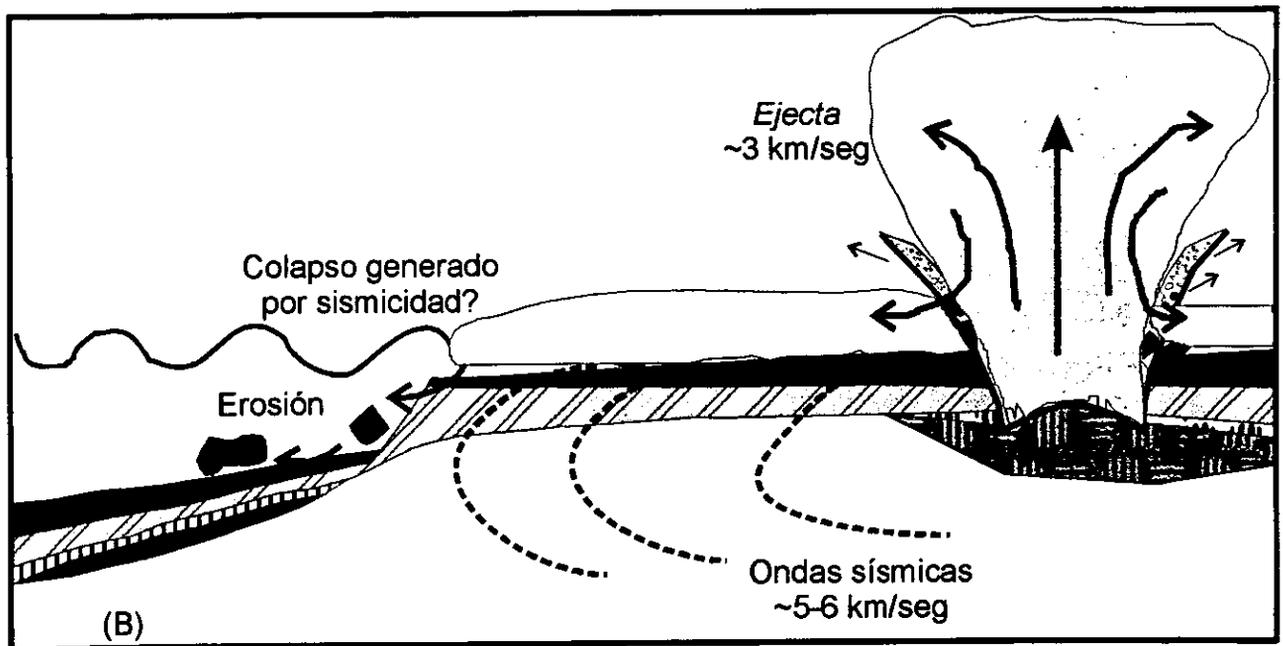
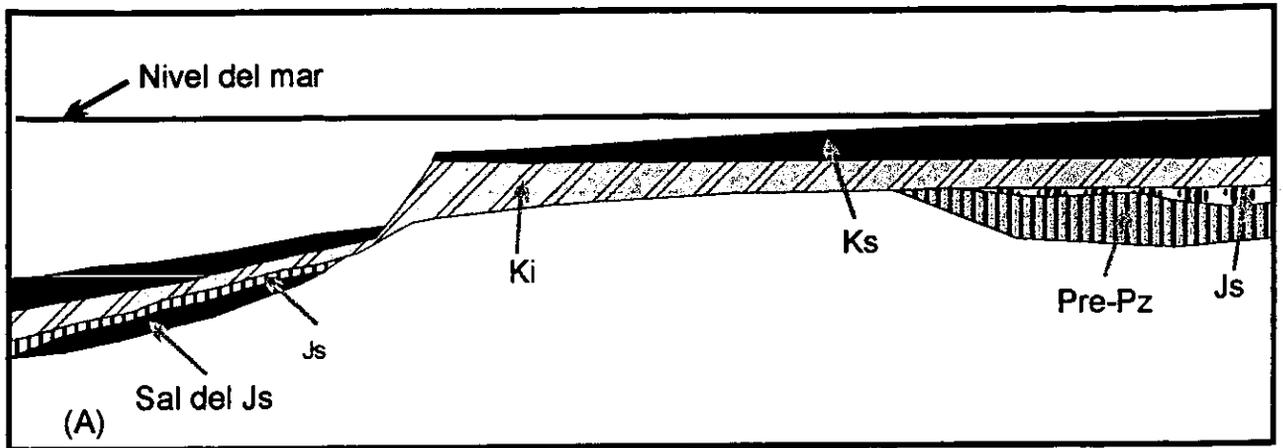


Figura 42. Modelo de sedimentación para las diferentes unidades y/o litofacies del límite K/T. (A) Escenario de la Plataforma de Yucatán al final del Maastrichtiano. (B) La Plataforma de Yucatán inmediatamente después del impacto del meteorito hace 65 Ma. Se ilustra la formación hipotética de una nube de impacto, incluyendo una de surgencia basal (basal surge) que desplazó material de expulsión a mayor velocidad que el mecanismo balístico alrededor de la Península de Yucatán.

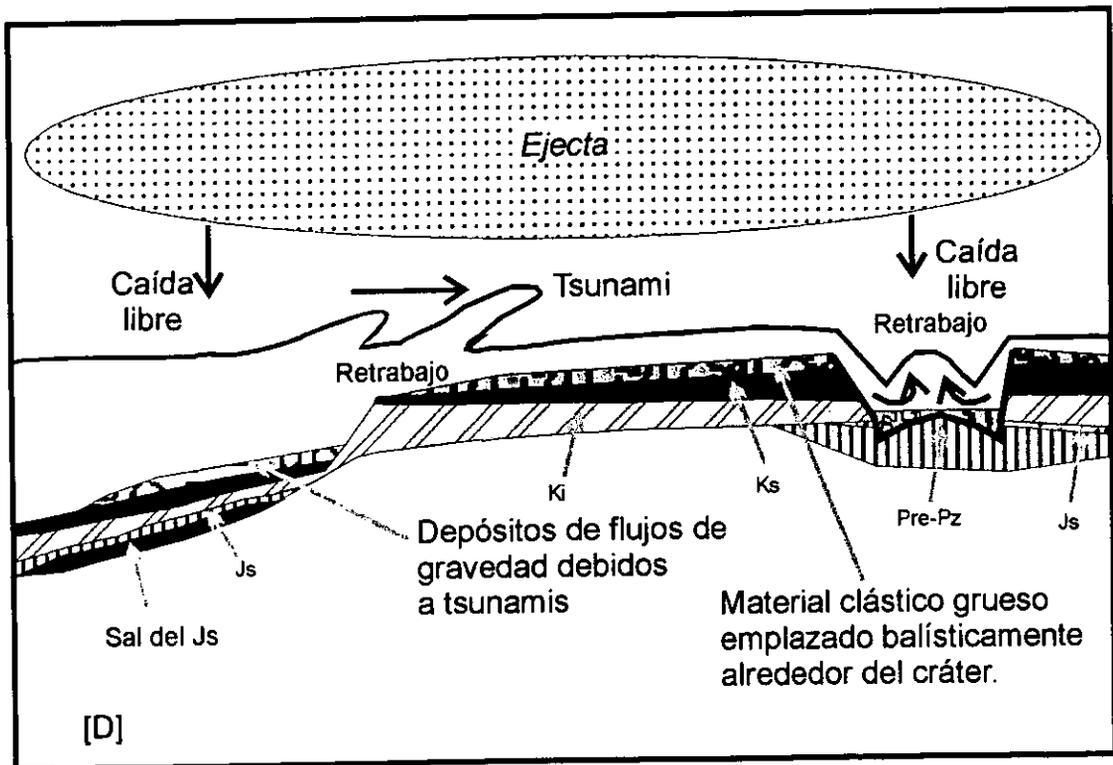
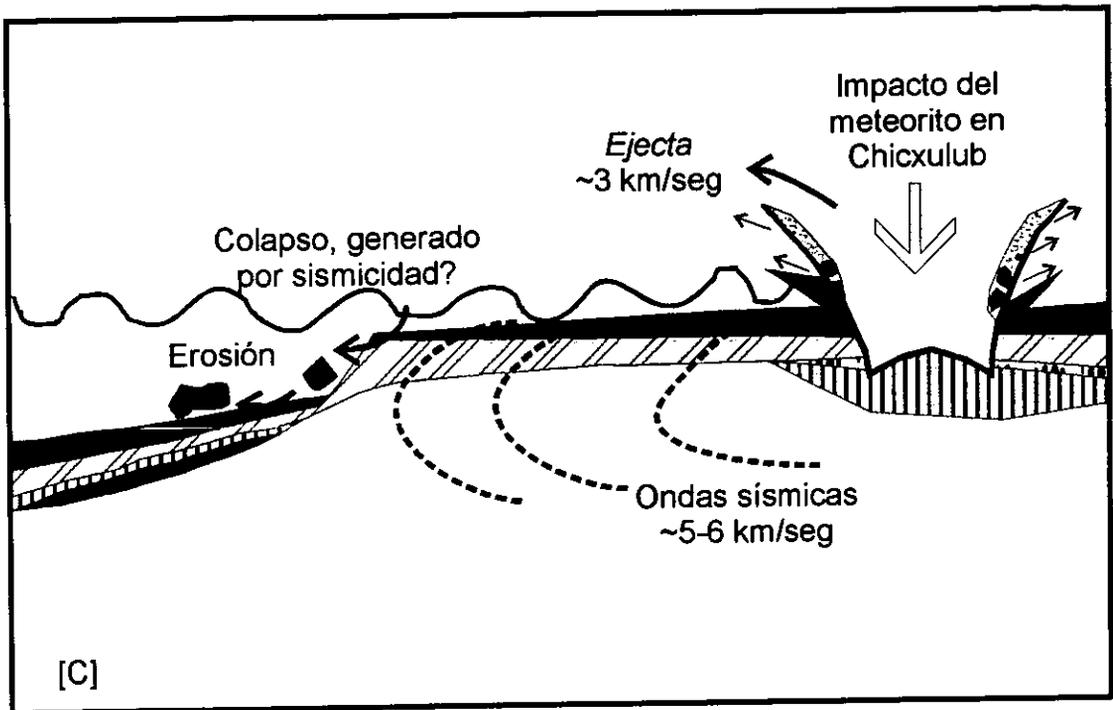


Figura 42. Continuación. (C) Aquí se ilustran mecanismos de sedimentación debidos a sismicidad, sedimentación balística, y tsunamis. (D) Retrabajo y residimentación del material de expulsión. El material más fino continuó cayendo como lluvia de ceniza simultáneamente a los otros procesos.

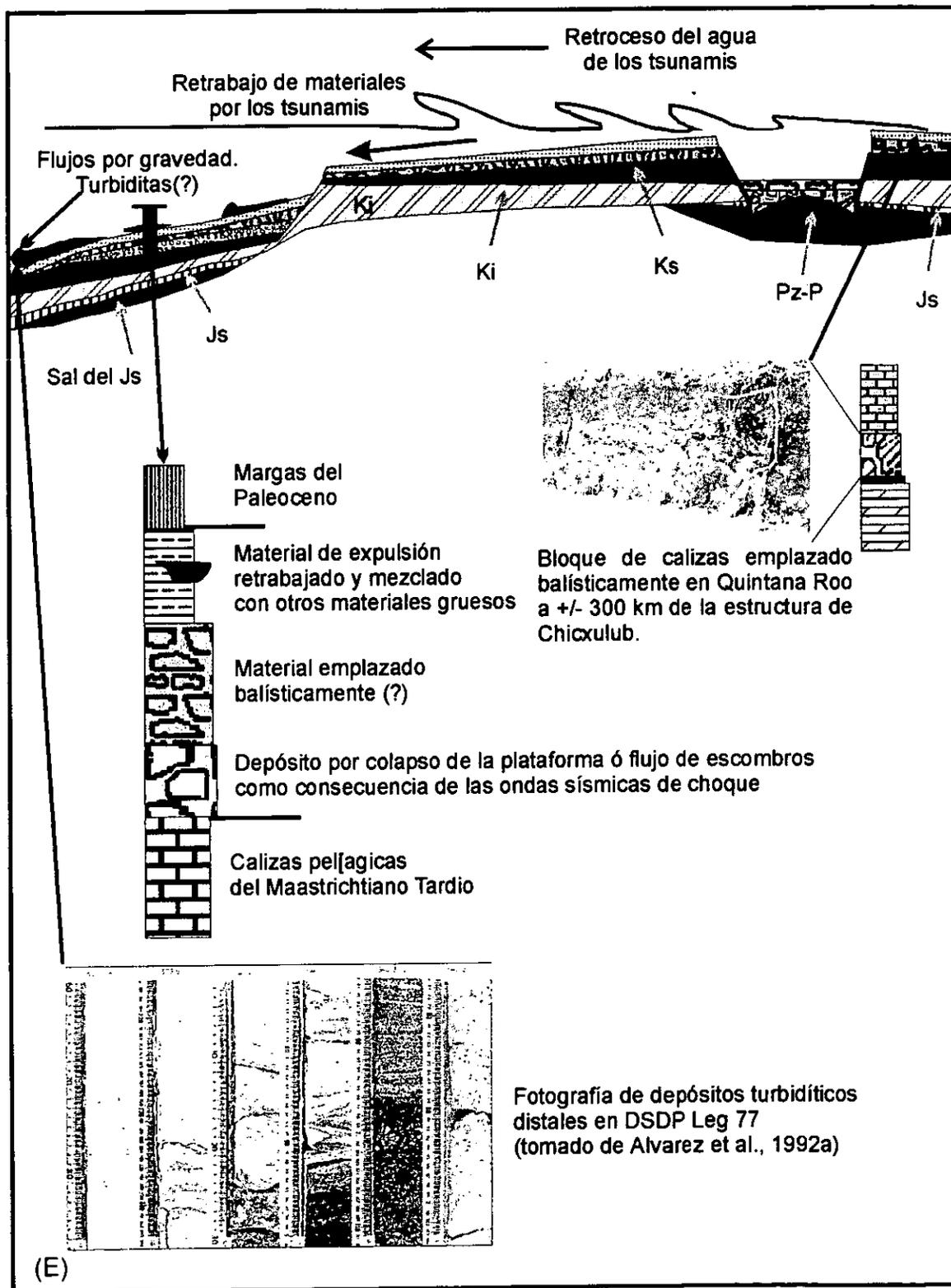


Figura 42. (Continuación) (E) Se ilustra la sucesión estratigráfica de las diferentes litofacies del límite K/T alrededor de la estructura de Chicxulub.

Es probable que muchos de los fragmentos que componen esta brecha y otras rocas de grano fino asociadas provengan del borde de la plataforma, de material emplazado balísticamente y también de materiales acumulados previamente en ese borde y que perdieron estabilidad a consecuencia de la sismicidad mencionada. Al caer los materiales en un medio acuoso debió formarse un flujo denso de materiales líticos mezclados con agua que se movieron hacia las partes topográficamente más bajas de manera semejante a un flujo de escombros (Nickolds, 1999, p.197). En su movimiento hacia zonas topográficamente más bajas estos flujos de escombros debieron erosionar el piso marino, de tal forma que los bloques de caliza consolidados o semiconsolidados se aglutinaron con una matriz compuesta por la micrita que se estaba sedimentando en ese momento y que puede observarse claramente en la brecha inferior (Fig. 13a). Al cesar la energía que impulsa al flujo esta se deposita y sus fragmentos se clasifican para dar lugar a un depósito sedimentario que presenta una textura granodecreciente hacia la parte superior. Debido a que estos mecanismos se originan de manera casi simultánea, en la secuencia de la zona marina no es evidente en que momento se mezcla material local con aquel emplazado desde la zona de impacto para dar lugar a una secuencia gradada desde brecha en la base hasta arena en la cima.

Mecanismos de sedimentación de la brecha balística

Los mecanismos de emplazamiento o sedimentación de materiales que operaron inmediatamente después del impacto dependen del ambiente en que ocurrió este y de la distancia a la estructura de Chicxulub. Para la región de Tabasco y Chiapas, y probablemente la PMC, la presencia de material fino de expulsión mezclado con los fragmentos calcáreos sugiere una combinación de mecanismos tales como sedimentación balística y corrientes o flujos de escombros asociados a tsunamis. La diferencia en la velocidad de emplazamiento de materiales balísticos y de los tsunamis dio como resultado que el material ya sedimentado sobre la

plataforma somera fuera retrabajado por las corrientes formadas por los tsunamis, mezclando material balístico con sedimento local que incluye fósiles bentónicos de origen lagunar.

Sin embargo, para la región de Quintana Roo y Belice se tiene un escenario completamente diferente. En esta región, los procesos ocurrieron en ambientes emergidos o de escasa profundidad y para explicar el emplazamiento de los materiales finos (la capa de esferoides) y el posterior arribo de grandes bloques de caliza se propone una combinación de mecanismos que incluye: a) emplazamiento de materiales por procesos de surgencia basal (base-surge mechanism) y b) sedimentación balística como fue definida por Oberbeck (1975) y Oberbeck *et al.* (1993), incluyendo aquella ocasionada por craterismo secundario. El mecanismo de surgencia basal ha sido propuesto para explicar el emplazamiento de algunas secuencias piroclásticas volcánicas (Williams y McBirney, 1979; Walker, 1984; Frazzeta *et al.*, 1989); el emplazamientos de materiales arrojados en experimentos de laboratorio y explosiones nucleares (Oberbeck, 1975); y para explicar los depósitos de materiales formados por impactos lunares y terrestres (Oberbeck, 1975; Melosh, 1989). En nuestra opinión estos son mecanismos que pueden ayudar a explicar los depósitos de material de expulsión presentes alrededor de la estructura de Chicxulub.

La expulsión radial de materiales de impacto desde el centro de la estructura de Chicxulub mediante los mecanismos antes citados (Fig. 42-B) implicaría la formación de un manto continuo de materiales asociados al impacto (Melosh, 1989). De hecho estos materiales han sido reportados de varios afloramientos de Belice y Quintana Roo (Ocampo *et al.*, 1996; Pope *et al.*, 1999) y se considera que se pueden explicar mediante los mecanismos de transporte arriba citados. El mecanismo de surgencia basal se acuñó originalmente para mecanismos de explosión lateral observadas en explosiones nucleares, pero también ha sido observado en numerosas erupciones volcánicas (Williams y McBirney, 1979), de

tal forma que Moore (1967) introdujo el término a la literatura volcánica cuando estudio los productos de las explosiones freatomagmáticas del Volcan Taal de las Filipinas.

La surgencia basal consiste de una nube turbulenta de alta velocidad que contiene gas caliente y materiales piroclásticos suspendidos que se mueven a través del terreno como una corriente de densidad siguiendo las depresiones topográficas de manera similar a como lo hacen las ignimbritas (Williams y McBirney , 1979). De acuerdo con las observaciones de erupciones volcánicas históricas, el mecanismo de surgencia basal puede ser muy destructivo y se ha encontrado que el alcance de la devastación está directamente ligado a la energía y la profundidad de la explosión y a la naturaleza del material superficial.

En el caso de impacto en Chicxulub, éste ha sido considerado como una enorme explosión nuclear equivalente a la energía liberada por 100 millones de megatoneladas de TNT (una bomba de hidrógeno equivale a una megatonelada de TNT) (Alvarez, 1997). De tal forma que es razonable imaginar la formación de una enorme nube vertical que lanzaría materiales por mecanismos balísticos, y por la nube de surgencia en forma de anillo que se expande radialmente de la base de la columna vertical y al parecer desplaza materiales a mayor velocidad que el mismo mecanismo balístico (Fig. 42-B-C).

De esta manera, se considera que el mecanismo de sedimentación de la brecha balística estuvo dominado por emplazamiento balístico combinado con las nubes de surgencia basal que llevaron materiales de impacto a grandes distancias del cráter. La mayor velocidad de las nubes de surgencia podría explicar en parte la estratigrafía del límite K/T de Belice donde un mecanismo de este tipo pudo haber depositado la capa de esferoides que infrayace a los grandes bloques de carbonatos que forman la brecha diamictítica (Ocampo *et al.*, 1996; Pope *et al.*, 1999), esta última pudo ser emplazada mediante mecanismos balísticos. Sin

embargo, también existen explicaciones alternativas que sugieren que tanto los bloques como el material fino fueron depositados por una sola nube de surgencia, y que la gradación que se observa en los afloramientos estuvo controlada por interacciones de la nube de surgencia con la atmósfera (Pope *et al.*, 1999; Fouke *et al.* in press). Adicionalmente, se ha considerado que el material de expulsión arrojado mediante mecanismos balísticos al caer tiene suficiente energía como para excavar y formar cráteres secundarios (Melosh, 1989). Este evento a su vez arrojará material de expulsión a su alrededor, haciendo más complejos a los depósitos de materiales de expulsión. En conclusión, de acuerdo con nuestros datos e interpretación, la brecha balística se depositó mediante una combinación de mecanismos de surgencia basal y balísticos. Además es importante recalcar que secuencias de roca asignadas a este origen únicamente han sido reconocidos en afloramientos sobre la plataforma somera en Belice, Quintana Roo y Campeche.

Mecanismos de sedimentación de la capa de expulsión (ejecta layer) de la brecha superior y de la capa de arcilla

Considerando que cada uno de mecanismos generados por el impacto tiene diferentes velocidades de desplazamiento, en la sección anterior las litofacies de la brecha inferior y la brecha balística se describieron en un orden cronológico, pero que son muy cercanos entre sí. De esta manera se asumió que por comparación con las velocidades de las ondas P en calizas y evaporitas reportadas por Sheriff y Geldart (1995), las ondas sísmicas que formaron los terremotos y que dieron lugar al emplazamiento de la brecha inferior, debieron viajar a velocidades de 5-6 km/s. Asimismo, la brecha balística debió emplazarse a velocidades cercanas a los 3 km/s, que es la velocidad calculada para los materiales de expulsión. Sin embargo, la capa de esferoides que infrayace a las brechas diamictíticas de Belice debieron emplazarse a velocidades ligeramente

mayores a los 3 km/s para poder tener un orden estratigráfico inverso al descrito para otras secuencias.

El emplazamiento del resto de las litofacies (capa de expulsión o "ejecta"; la capa de arcilla y la brecha conglomerática superior) ocurrió después de la brecha inferior por mecanismos de menor velocidad.

Considerando que la sedimentación y/o emplazamiento de la capa de expulsión y de la capa de arcilla, están ligados al mismo mecanismo, y a que el proceso de retrabajo que dio lugar a la brecha conglomerática superior ocurrió al final del depósito de la capa de expulsión, pero antes de la sedimentación por aire del material más fino que dio lugar a la capa de arcilla, la interpretación del depósito de estas tres litofacies se describirá de manera conjunta en esta sección.

El proceso mediante el cual se forma y se emplaza el material de expulsión ha sido descrito ampliamente en la literatura y se le denomina sedimentación balística, sobre todo se aplicó en rocas de La Luna o para aquellos planetas que carecen de una atmósfera (Oberbeck, 1975; Oberbeck *et al.*, 1983, Melosh, 1989). Por otro lado, Alvarez (1994) describe la formación y emplazamiento del material de expulsión del evento de Chicxulub de la siguiente manera:

- (a) Un cuerpo extraterrestre de +/- 10 km de diámetro y desplazándose a una velocidad entre 10 y 20 km/s penetra la atmósfera formando un agujero en el aire y deja un cono de vacío total.
- (b) Cuando las ondas de choque del cuerpo impactante golpean la superficie de la tierra forman un cráter y producen una serie de materiales fundidos y semifundidos que son proyectados a la atmósfera formando un cono de eyección; mucho de este material aprovechó el cono de vacío previamente formado y fue lanzado por encima de la atmósfera.

- (c) Un instante después del impacto una gigantesca bola de fuego, se extendió a través de la atmósfera distribuyendo aún más el material de expulsión por toda la tierra (Fig. 42-B).

Además, es posible imaginar que una explosión gigantesca como la de Chicxulub pudo haber formado varias nubes de surgencia de alta temperatura que al moverse radialmente al cráter, debieron desplazar un gran volumen de materiales gruesos de expulsión a grandes distancias de la estructura de impacto.

El estudio de las rocas de afloramiento y del subsuelo muestra, hacia la parte más alta de la secuencia carbonatada clástica, la presencia de abundante vidrio y minerales de choque mezclados en diferente grado con fragmentos de carbonatos, lo que sugiere que ambos materiales fueron emplazados balísticamente, o mediante nubes de surgencia, hasta las regiones de la Zona Marina de Campeche, Quintana Roo, Guayal y Bochil, distante del centro de la estructura de Chicxulub unos 300, 350 km, 550 y 600 km, respectivamente. Por otro lado, la textura gradada en la secuencia parece indicar que además de la sedimentación balística ocurrió, en ambientes marinos, otro tipo de proceso sedimentario como el flujo de escombros y/o turbiditas que mezclaron material local con el material de expulsión. El fenómeno que produjo esta mezcla de los sedimentos está relacionado con los tsunamis que formaron este flujo de escombros y probablemente corrientes de turbidez. En el caso del evento del límite K/T los tsunamis se originaron ya sea por el terremoto asociado al impacto, o bien a consecuencia del gran volumen de materiales que cayeron en el mar (Fig. 42-B-C-D-E). Los tsunamis, que viajan a velocidades de 500-700 km/h, debieron alcanzar la zona lagunar de la plataforma de Chiapas aproximadamente una hora después del impacto. Para entonces ya se había depositado una parte importante del material de expulsión (vidrio, minerales de impacto y fragmentos

pequeños de carbonatos) cuya velocidad de emplazamiento debió ser cercana a ~ 3 km/s (Alvarez *et al.*, 1995).

Al romperse en la línea de costa, esas olas gigantescas o tsunamis, arrojaron abundante agua marina sobre el continente formando corrientes que mezclaron materiales de diversas partes de la plataforma (zona lagunar, áreas emergidas) con el material de expulsión. Cuando estas aguas regresaban al mar debieron mezclar aún más los materiales locales (bioclastos, fósiles bentónicos enteros) con el ejecta y formaron corrientes de turbidez y/o flujos de gravedad (de escombros) que movilizaron esos materiales hacia las partes más bajas por el talud de la plataforma. Estos flujos de gravedad se pudieron haber depositado en dos formas principales: 1) sin mezclarse con el material de expulsión fino previamente depositado, depositándose encima de este material, como el caso del núcleo-1 del pozo Bacab-1, o bien, 2) mezclándose con el material de expulsión fino e intercalándose en la capa de expulsión como el caso del núcleo-1 de los pozos Balam-101 y Cantarell-227D. En ocasiones, los flujos de material debieron aprovechar las depresiones ya establecidas y otras veces erosionaron el material ya depositado (material de expulsión) mezclándose con el para finalmente depositar esta mezcla de material conglomerático sobre material de expulsión de textura más gruesa previamente emplazado (Figs. 42-E). El material que quedó en suspensión en el agua pasó por un proceso de clasificación granulométrica y se sedimentó sobre el material más grueso. El material más fino, originado de la evaporación del cuerpo impactante y que por consiguiente contiene el iridio, se quedó un tiempo mayor en la atmósfera y se distribuyó globalmente. Este material se precipitó a tierra después de que había terminado el proceso de retrabajo por los tsunamis y formó la capa de arcilla.

Por otro lado, las observaciones de campo indican que el emplazamiento balístico de bloques de carbonatos mayores a 1 metro, al parecer, no alcanzó las localidades situadas a más de 400 km de distancia como sería el caso de Guayal

y Bochil, pero en cambio sí están presentes en Belice (Ocampo *et al.*, 1996; Pope *et al.*, 1999) y varias localidades de Quintana Roo, y es probable que esté presente también en la Sonda de Campeche, aunque su volumen es desconocido (Fig. 42-E). Asimismo, es importante comentar que varias secuencias sedimentarias del límite K/T en la zona marina y otras reportadas en Cuba sugieren que en algunas localidades marinas profundas ocurrió un solo flujo de escombros que dio lugar a una sola secuencia sedimentaria gradada desde brecha hasta arenas y arcillas, seguida en algunos casos por depósitos conglomeráticos inducidos por tsunamis que se intercalaron hacia la parte superior de la secuencia. En Cuba se han reportado secuencias gradadas de hasta 650 metros de espesor con brechas en la primera mitad de la secuencia seguida de arenas y arcillas, su origen ha sido interpretado como un solo evento de depósito asociado a tsunamis originados por el impacto en Chicxulub (Takayama *et al.*, 1999).

En resumen, el análisis granulométrico y de composición petrológica de la secuencia clástica, indica que esta secuencia se puede subdividir en 5 litofacies principales basado en la litología: 1) la brecha inferior dolomitizada, depositada en ambiente de talud sin material bentonítico en la base y que gradúa a microbrecha con material de expulsión; 2) la brecha balística, observada en afloramientos de Quintana Roo sobre rocas carbonatadas de ambientes someros y/o emergidos y asociadas a material de expulsión; 3) la capa de expulsión "ejecta layer", depositada en una gran extensión sobre y alrededor de la Península de Yucatán, en la zona marina, en Guayal, en Bochil y globalmente. Este material de expulsión muchas veces se mezcló con granos arenosos para dar lugar a la subfacies de calcarenita con material de expulsión depositada localmente en las plataformas de Yucatán, Campeche, Tabasco y Chiapas; 4) la brecha superior, compuesta por fragmentos de carbonatos pre-existentes o emplazados balísticamente y retrabajados a consecuencia de las corrientes producidas por el agua aportada por los tsunamis; frecuentemente se observa

mezclada con materiales de la capa de expulsión, y 5) la capa de arcilla compuesta por la porción vítrea más fina del material de expulsión y depositada al final de toda la secuencia de depósito del K/T.

CAPÍTULO VIII

8. DIAGÉNESIS, DOLOMITIZACIÓN Y DESARROLLO DE POROSIDAD EN LA SECUENCIA SEDIMENTARIA CARBONATADA CLÁSTICA DEL LÍMITE K/T EN EL SUBSUELO DE LA PLATAFORMA MARINA DE CAMPECHE

Las relaciones estratigráficas de las diferentes litofacies de la secuencia carbonatada-clástica del límite K/T se describieron en los capítulos IV a VI. En esta sección se revisan brevemente los resultados obtenidos con relación a la identificación de los tipos de porosidad presentes en los fragmentos de la brecha, los procesos diagenéticos de reemplazamiento, cementación y disolución, así como las características de los procesos de dolomitización que afectaron a la secuencia sedimentaria carbonatada-clástica del límite K/T.

Los tipos de porosidad en los fragmentos de la brecha inferior

Se describe la porosidad y tipos de cementación de los fragmentos heredados de otros ambientes, así como la porosidad y la cementación generada por eventos geológicos posteriores al depósito.

Los estudios bioestratigráficos realizados indican que la brecha se depositó en ambientes profundos pelágicos (cuenca), muy probablemente en la base del talud de la plataforma, donde la profundidad del piso marino debió haber sido considerable (>200 metros). Por lo tanto, el fluido atrapado en los poros de la brecha debió ser agua marina. Por otro lado, en el capítulo VII se documentó que la mayoría de los litoclastos que componen la brecha consisten de microfacies de aguas someras (e.g., borde de plataforma, lagunar e incluso de ambiente evaporíticos) que al momento de su depósito poseían todavía ciertos rasgos de porosidad primaria y/ o secundaria. Con base en la información anterior, y utilizando los criterios de clasificación de porosidades propuestos en Choquette y

Pray (1970), Tucker (1991), Harris *et al* (1985), y Longman (1980), se reconocen, en los fragmentos y/o en el cuerpo general de la brecha, porosidades formadas en cuatro ambientes principales: (a) porosidades primarias y/o secundarias heredadas de ambientes someros, (b) porosidades de ambiente de sepultamiento profundo generalmente debidas a disolución por presión (estilolitas) y disolución por circulación de fluidos ácidos o alcalinos, (c) fracturas hidráulicas o por liberación de carga formadas en ambientes de sepultamiento profundo y /o heredadas, ahora parcialmente cementadas y (d) fracturamiento tectónico no cementado.

a) Porosidades primarias y/o secundarias heredadas de ambientes someros

La porosidad primaria y secundaria estuvo probablemente controlada por las facies sedimentarias en que se desarrollaron los fragmentos que las contienen. Se encontró que muchas de las muestras contienen texturas diagenéticas desarrolladas en facies someras, antes de su depósito en aguas más profundas. Algunas muestras preservan porosidades secundarias de origen somero (marino-meteórico, y meteórico de agua dulce?) tales como las porosidades móldica y fenestral que ha sido observado en muestras del subsuelo en Cantarell, así como en muestras de afloramientos. El ensanchamiento por disolución, en muestras del subsuelo, de estos poros dio lugar a porosidad vugular-móldica y/ o vugular-fenestral (Figs. 29 y 30). También es común el cemento isopaco de calcita magnesiana o aragonita (Figs. 30 -A -. B y Fig. 43 A - D).

La porosidad móldica fue observada en fragmentos de calizas de facies lagunares, como producto de la disolución de foraminíferos bentónicos (Fig. 30), y fragmentos de evaporitas (Fig. 31). La porosidad fenestral se documentó en fragmentos de facies de intermarea a supramarea donde el ensanchamiento de la porosidad fenestral da lugar a los vúgulos arriba mencionados (fig. 29).

b) Porosidades debidas a disolución en ambientes diagenéticos de sepultamiento

La porosidad por disolución cuyo origen fue asignado a un ambiente diagenético de sepultamiento es la porosidad vugular, en esta se pueden diferenciar tres tipos principales:

- 1) vúgulos creados por disolución de material carbonatado debido a circulación de fluidos a través de los planos de estilolitas, se observaron en los pozos C-3001 N-1, C-24D N-2 y C-418D N-2 (Fig. 45).
- 2) vúgulos creados por disolución de fragmentos de carbonatos en la intersección de fracturas a consecuencia de la circulación de fluidos ácidos.
- 3) vúgulos creados por disolución de fragmentos de carbonatos o evaporitas metaestables, sin relación aparente con fracturas, observado en los pozos C-2092D N1 , C-2052 N1 y C-2079 N1 (Figs. 31, 44 A-B y 45).

Mucha de la porosidad vugular presente en la brecha del Campo Cantarell está ahora parcialmente cementada por dolomita, calcita y anhidrita (Figs 44 A, 46 y 47). Estos cementos fueron precipitados a temperaturas entre 80 y 120°C, estas temperaturas son semejantes a las temperaturas actuales de fondo de pozo del Campo Cantarell que están entre 80 y 110°C. Es importante resaltar este dato porque cuando se alcanzan temperaturas mayores o iguales a 150°C, puede ocurrir un proceso de degradación de la porosidad y permeabilidad por

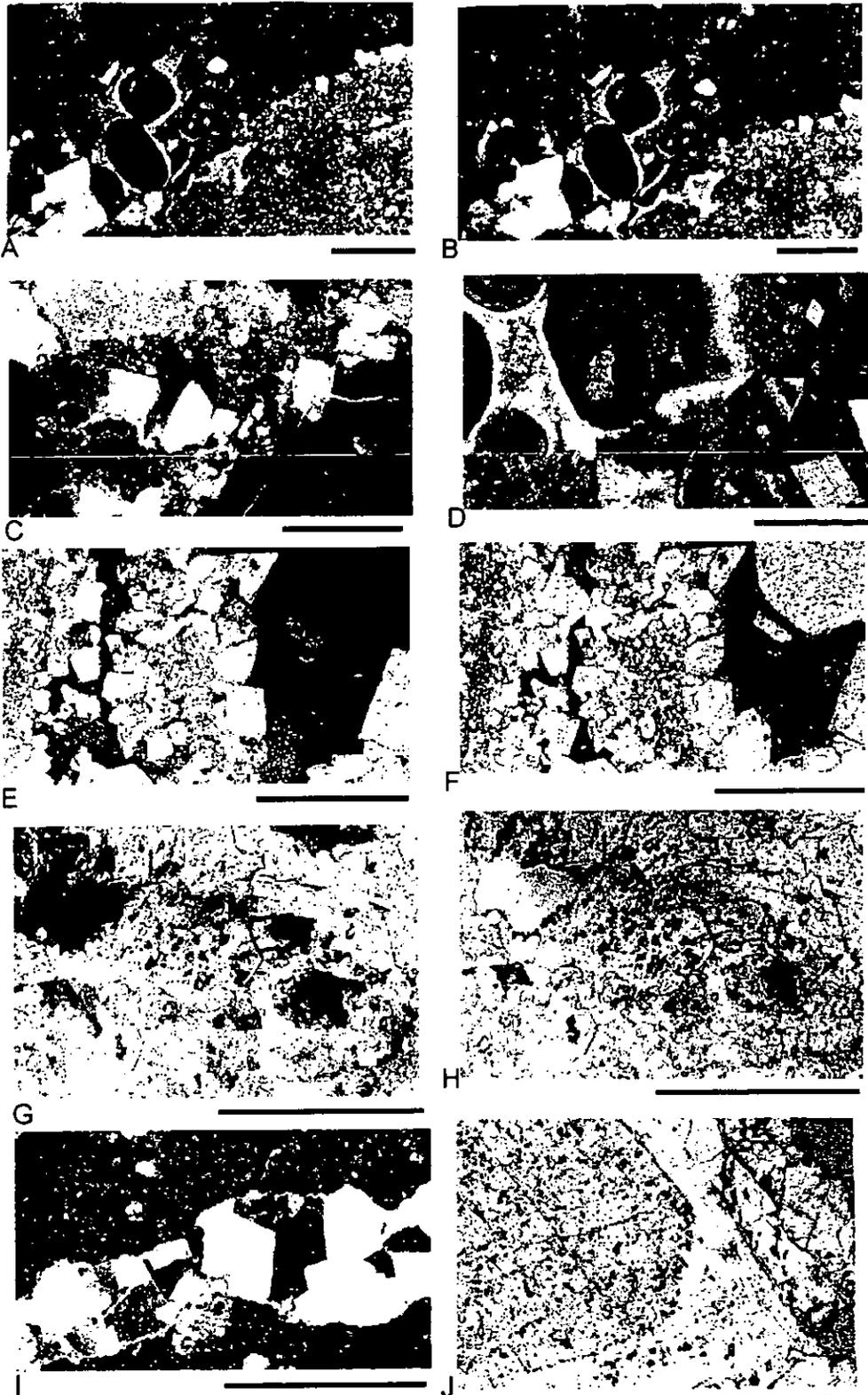
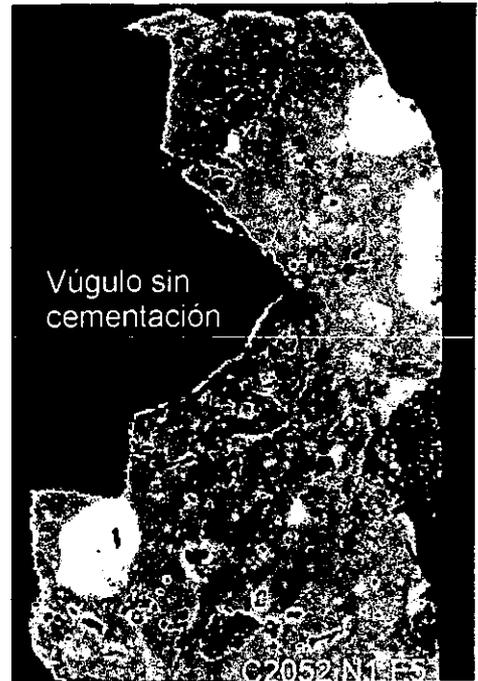


Fig. 43. Fotomicrografías que ilustran diversas texturas y rasgos de porosidad en muestras del Campo Cantarell y pozos cercanos. (A, B, C y D). Cemento isopaco de calcita magnesiana u aragonita fibrosa por diagenesis marina somera. Escasos rombos aislados de dolomita, brecha superior (Bacab1N1). (E-F) Dolomita de reemplazamiento y cemento de dolomita llenando vúgulos. Se observan dos eventos de emplazamiento de hidrocarburos. (G-H). Porosidad secundaria por disolución de dolomita, Nix-1N1. (I). Fractura cementada por dolomita, C2074DN3. (J) Dolomita barroca con 3 generaciones de sobrecimientos de cemento de dolomita, Nix-1,N1. La barra de escala representa 200 micras.



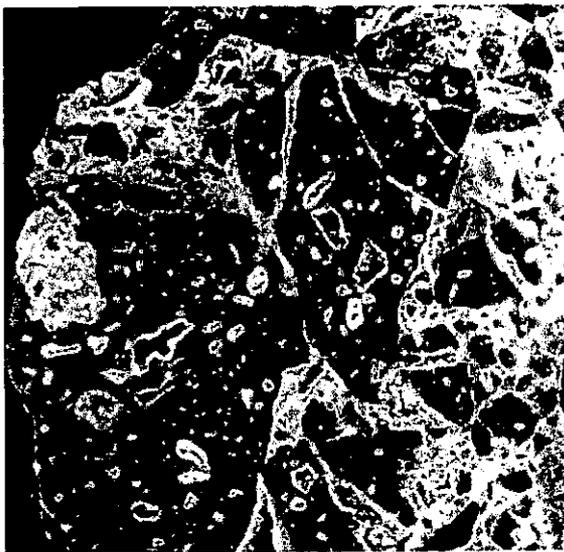
(A)

1 cm



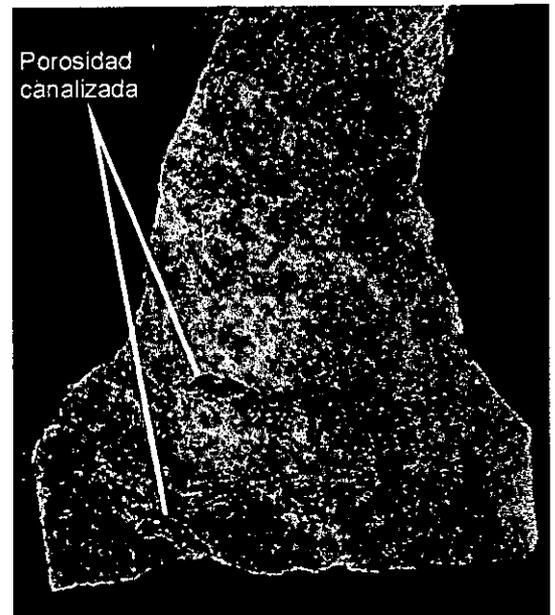
(B)

1 cm



(C) C2079,N1,C-1,2480-2489 m

1 cm



(D) C2079,N2,C2, 2564-2566 m

1 cm

Fig. 44. Muestras pulidas de núcleos de pozos del Campo Cantarell mostrando vugulos menores y mayores a 2 cm de diámetro, porosidad canalizada y fracturas cementadas y no cementadas. En las imágenes A y B se puede notar un vugulo parcialmente cementado y otro sin cementar.

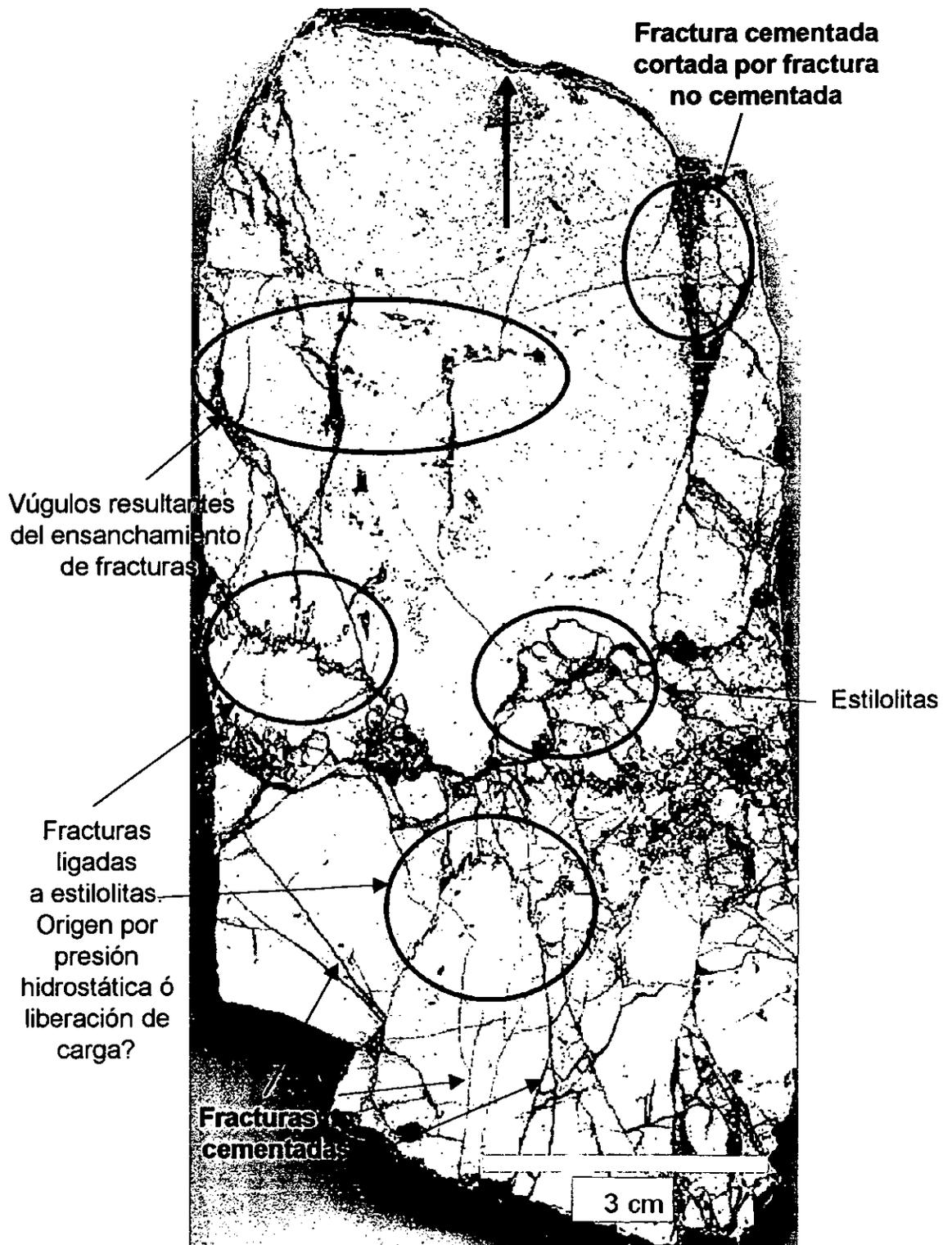


Fig. 45. Fracturas y estilolitas en la brecha calcárea del límite K/T en el Pozo C-418D (N-2). Existen dos tipos de fracturas: fracturas cementadas por dolomita y calcita y fracturas no cementadas. Algunas fracturas de extensión están asociadas a estilolitas, otras pueden deberse a presión hidrostática ó a liberación de carga.

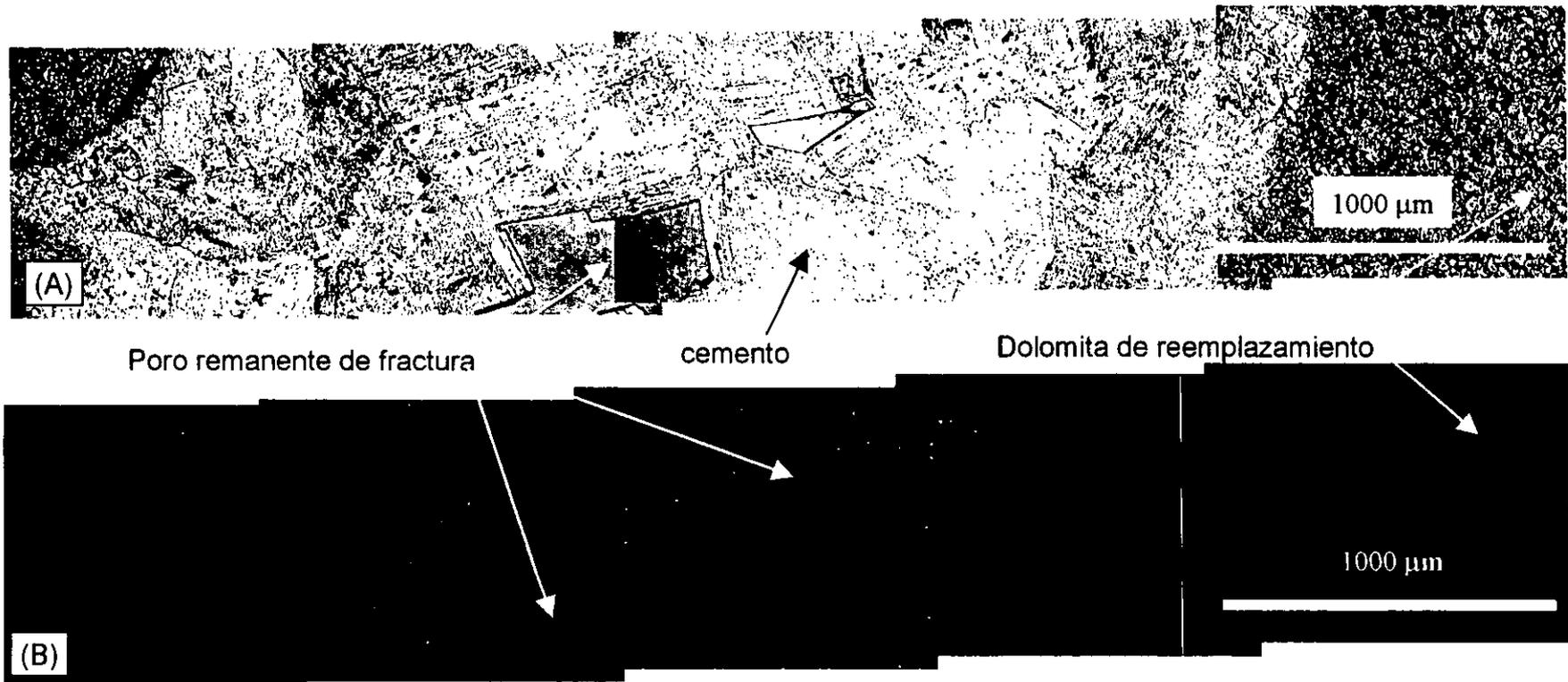
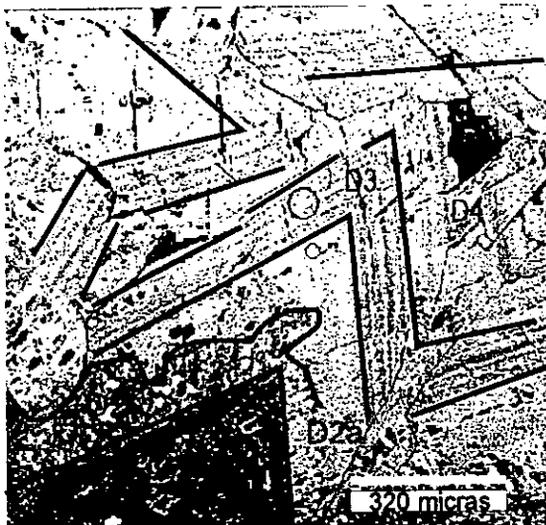
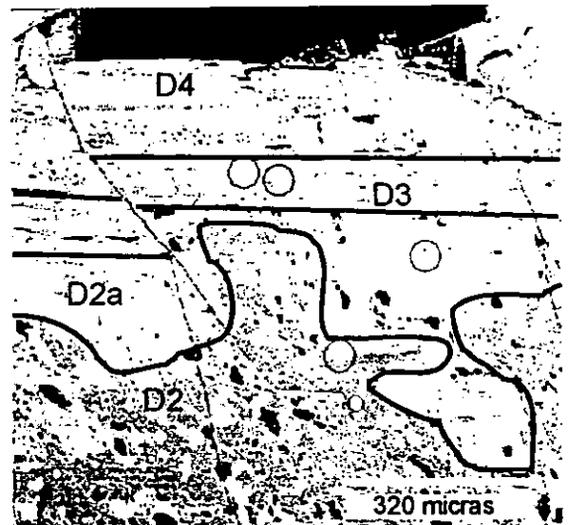


Fig. 46. Fotomosaico de cemento de dolomita barroca y de dolomita de reemplazamiento de sepultamiento profundo en el Pozo C-2052 (N-1, C-8/8). (A) Luz polarizada y nicoles paralelos. (B) Catodoluminiscencia, la dolomita presenta una luminiscencia opaca (*dull*) de color rojo oscuro.



C2074D,N2,C1-2

100x



125x

Figura 47. Imágenes de Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) de fracturas cementadas por dolomita barroca. La dolomita muestra zoneamiento y microfracturamiento observable solo al MEB. Pozo C2074DN. D = dolomita, el número indica la cronología de precipitación.

precipitación de pirobitumen sólido que es una consecuencia de la degradación del petróleo a altas temperaturas (Sassen and Moore, 1988).

El volumen mayor de hidrocarburos, aquel que forma gran parte del yacimiento actual en el Campo Cantarell, fue emplazado cuando ya había ocurrido la formación de cavidades por disolución (vúgulos y cavernas) y el proceso de cementación y dolomitización los había cementado parcialmente. Se han observado inclusiones de hidrocarburos en cristales de dolomita, que son evidencia de la presencia de hidrocarburos en el fluido dolomitizante, sin embargo, el emplazamiento del mayor volumen de hidrocarburos ocurrió un poco después e inhibió el proceso de cementación por dolomita, calcita y anhidrita tardías en las zonas ocupadas por hidrocarburos. Sin embargo, este proceso de disolución y/o cementación pudo continuar en las zonas ocupadas por agua.

En numerosos trabajos se han presentado evidencias que señalan la existencia de fluidos (ácidos orgánicos) agresivos a los carbonatos que se forman como consecuencia de la maduración de hidrocarburos (70° -110°C) y por degradación térmica de los mismos y producen disolución que aumenta considerablemente la porosidad de las rocas carbonatadas (Moore, 1989 y trabajos ahí citados). De acuerdo a estas investigaciones se forman ácidos orgánicos y CO₂, por un proceso de decarboxilación (pérdida del grupo -COOH) de la materia orgánica durante el proceso de maduración. Este proceso de disolución produce el agrandamiento de porosidad intergranular o disolución de fragmentos de carbonatos inestables dando lugar a porosidad vugular como la que se observa en los pozos C-2052 N1 y C-2079 N1 (Fig. 44 A-B).

Otro proceso que puede formar fluidos agresivos a los carbonatos se produce cuando ocurre degradación térmica de los hidrocarburos que han sido emplazados en el yacimiento a temperaturas mayores a los 150°C. En este caso se produce CO₂, H₂S, metano(CH₄) y pirobitumen sólido. La combinación de CO₂

y H₂S con agua produce ácidos que pueden disolver el carbonato aumentando la porosidad del yacimiento. Por lo contrario, como se había mencionado en líneas anteriores, la precipitación de pirobitumen sólido puede tapar los poros y degradar la porosidad y permeabilidad del yacimiento (Sassen and Moore, 1988), sin embargo este proceso de degradación de la porosidad no ha sido observado hasta ahora en el Campo Cantarell.

(c) Porosidad debida a fracturas por sepultamiento y/o heredadas

Es común observar fracturas que están completas o parcialmente cementadas por dolomita, como es el caso del núcleo 1 del Pozo C-2052 (Fig. 44 A) y otros como el núcleo 2 del Pozo C-418D (Fig. 45). En el primer caso es difícil determinar si las fracturas se originaron durante el sepultamiento o antes durante el proceso mecánico que las separó del área fuente. Sin embargo, en otros casos es muy claro que las fracturas se originaron antes de su depósito como el núcleo 6 del Pozo Chac-1. En el caso del núcleo 2 del Pozo C-418D, del bloque cabalgado denominado recientemente Bloque Zihil (Aquino-López, 1999), se pueden reconocer hasta tres tipos de fracturas: (1) fracturas antiguas parcialmente cementadas que se interpretan como fracturas originada por extensión ligada genéticamente a estilolitas, (2) fracturas antiguas que presentan ensanchamiento por disolución, y (3) fracturas no cementadas e impregnadas con hidrocarburos que cortan a las anteriores, estas se pudieron formar por varios factores o una combinación de ellos:

a) por fracturamiento hidráulico y/o por liberación de carga, b) por eventos de fallamiento regional cercano, c) por una combinación de los anteriores (fig. 45). En muestras del Pozo C-2052N1 se observan abundantes fracturas cementadas con dolomita y calcita (Figs. 44, 46 y 47). Se desconoce el origen de estas últimas fracturas, pero pueden corresponder a fracturamiento inducido

mecánicamente en los fragmentos antes del emplazamiento de las muestras en el ambiente pelágico donde se depositaron.

d) Fracturamiento tardío no cementado asociado a los eventos tectónicos que formaron el anticlinal de Cantarell

El último evento de fracturamiento que ha sido observado en el Campo Cantarell se caracteriza por fracturas no cementadas impregnadas de hidrocarburos. Su origen post-diagénesis de sepultamiento profundo está evidenciado porque corta a los cementos de dolomita que rellenan cavidades (Fig. 47). Este fracturamiento es muy importante porque comunica a las porosidades formadas previamente y por tanto aumenta la porosidad y la permeabilidad de la brecha calcárea. Ejemplos de este fracturamiento se observan en muestras de núcleo de los pozos C-418D (N-2), Chac1 (N-5 y N-6), Chac-2, C-2092D, C-269D (N-1); los dos primeros del bloque autóctono (Sihil) (Figs. 45).

Los tipos de cemento en los poros y fracturas de la brecha inferior

Los cementos identificados hasta el momento en las brechas del Campo Cantarell son: dolomita, calcita, anhidrita y cuarzo. La dolomita se encuentra cementando cavidades y reemplazando carbonatos (Fig. 43 E-J, 44 A, 46, 47 y 48), es de varios tipos y se le clasificó de acuerdo a dos criterios principales: (1) la posición estratigráfica de la unidad en que se encuentra y (2) características petrográfica y geoquímica e isotopía. Como se señaló anteriormente también se identificaron dolomitas en fragmentos provenientes de diversas fuentes localizadas en la plataforma de Yucatán. La calcita generalmente se presenta como un cemento tardío relleno de cavidades como en el Pozo C-2052 N-1 (Fig. 49). En muestra de mano se pueden observar grandes cristales euhedrales relleno de vóculos como el caso de los pozos C86 D (N-1), C3003D (N-1) (Figs. 48 D). También se identificaron, en el pozo C2052 (N-1), pseudomorfos de calcita de origen meteórico en fragmentos provenientes de la plataforma (Fig. 49 A). La anhidrita

es también un cemento tardío y se encuentra relleno de cavidades que fueron parcialmente cementadas por dolomita (Fig. 48 B-C). El cuarzo al igual que los dos cementos anteriores se le observó relleno de porosidad remanente dejada por la cementación incompleta de dolomita en el Pozo C-46D (N-1) (Fig. 50).

Dolomitización: Petrografía y geoquímica

La dolomitización es un proceso mediante el cual una caliza compuesta de carbonato de calcio (CaCO_3) se transforma parcial o completamente a un mineral llamado dolomita $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Esta transformación ocurre como un reemplazamiento de la calcita original (CaCO_3) por dolomita mediante mecanismos de disolución y reprecipitación (Land, 1985). Sin embargo, la dolomita se puede formar también directamente en un poro como un precipitado químico a partir de un fluido.

De las rocas estudiadas de la secuencia carbonatada clástica de la brecha del K/T, únicamente aquellas presentes en el subsuelo presentan dolomitización intensa. Los estudios petrográficos permitieron diferenciar 5 tipos de dolomitas, cuatro de los cuales se identificaron en tres unidades estratigráficas del Campo Cantarell (Fig. 51). El quinto tipo es de origen externo y se formó en el ambiente original de donde proceden algunos de los fragmentos de dolomías que componen la brecha.

El origen distinto de la dolomita de estos de estos tres niveles estratigráficos se manifiesta por su diferencia en la composición química que se hace evidente al observar las gráficas de Fe vs Mn y MgO vs CaO (Fig. 51 A y Fig 51 B).

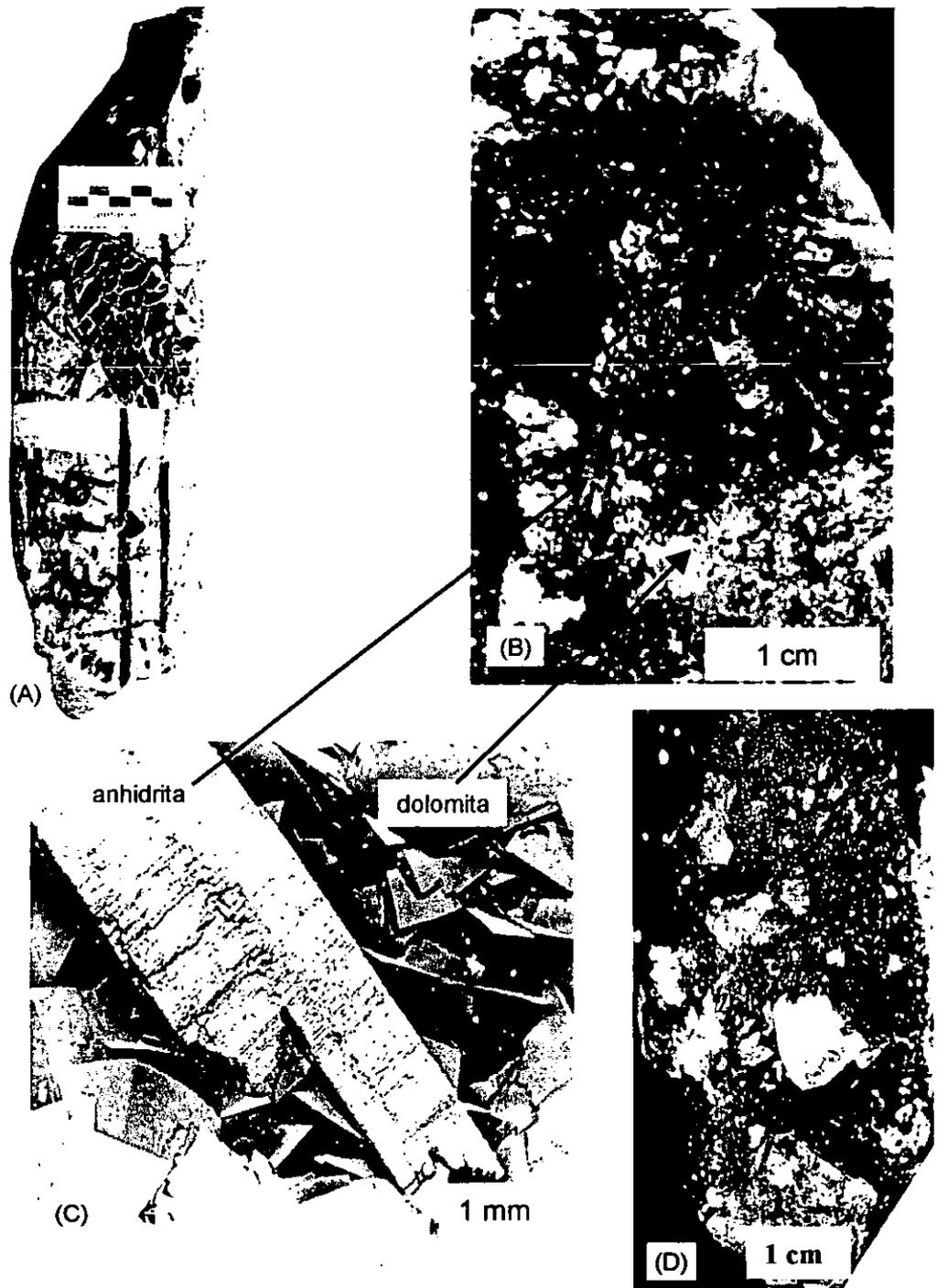


Fig. 48. Ejemplos de vúgulos parcialmente cementados en la brecha inferior. (A) Fragmento de evaporita con disolución, observese textura "chicken wire" Pozo C-2092D (N-1). (B) Anhidrita y dolomita cementando parcialmente un vúgulo Pozo C-2092D (N-1,C-1). (C) Igual que B pero en imagen de MEB. Nótense las caras curvadas de la dolomita barroca, (D) Vúgulo parcialmente cementado por calcita, Pozo C-86DN1F5 .

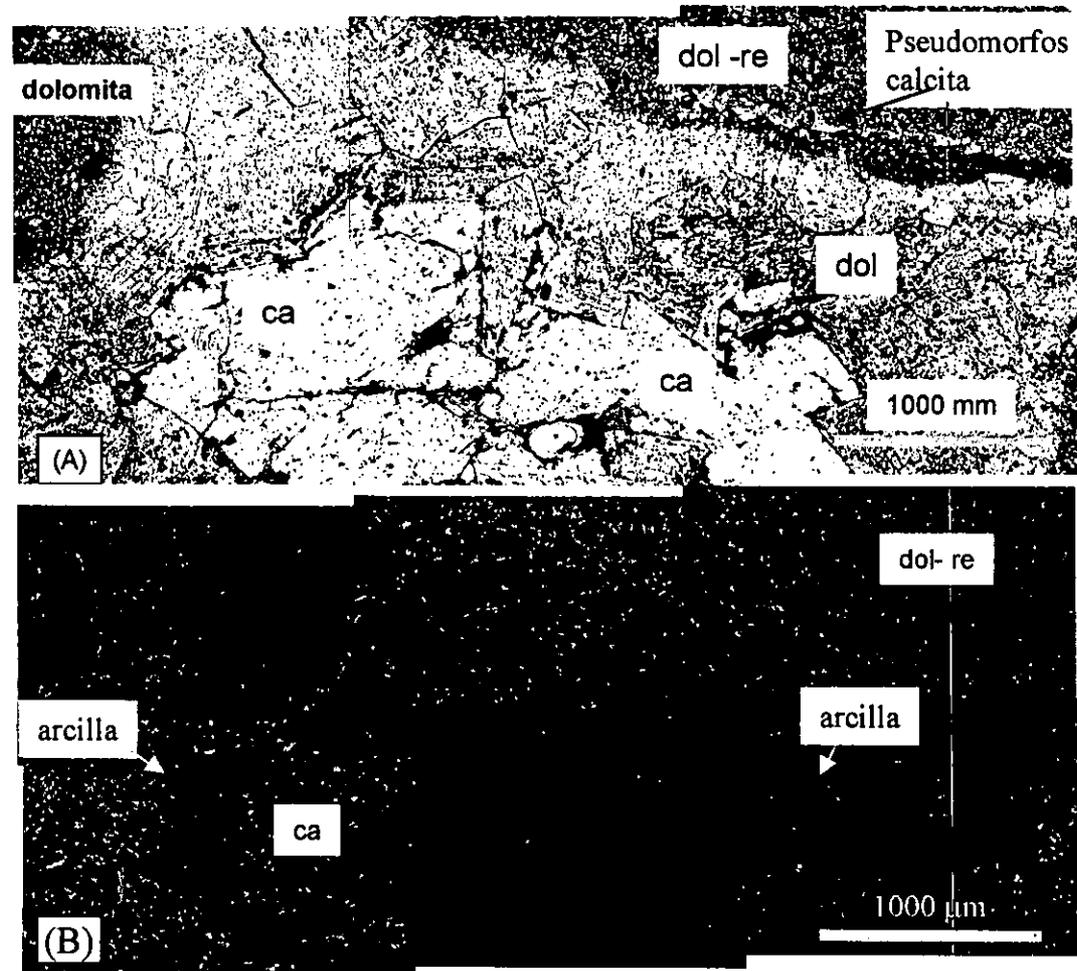
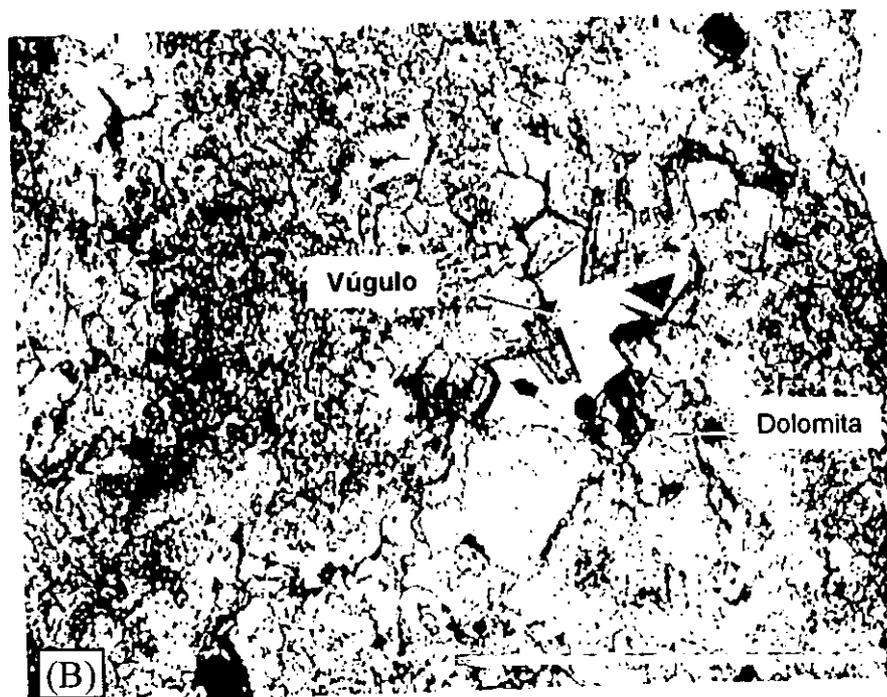
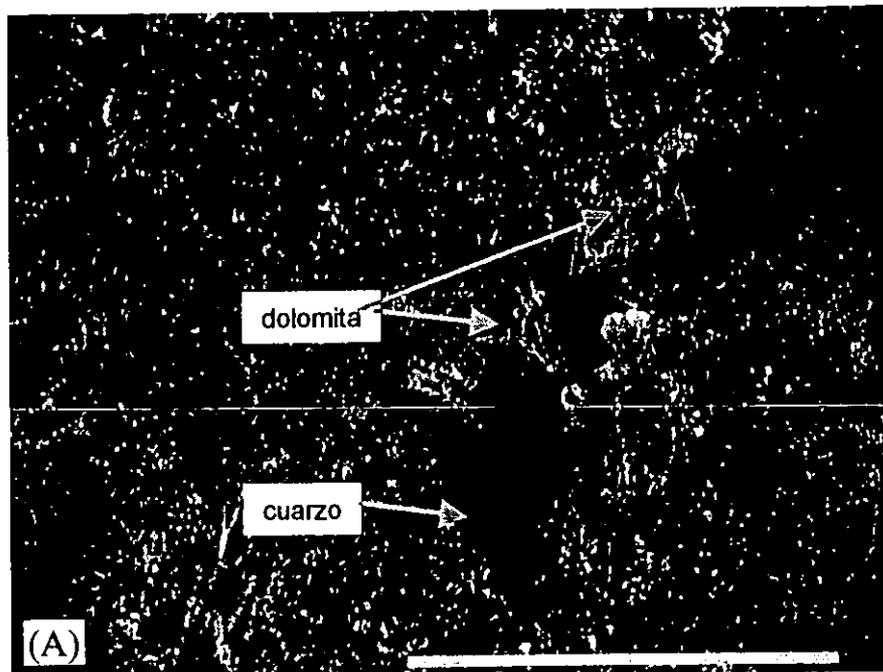


Fig. 49. Fotomosaico de cemento de dolomita (dol), de dolomita de remplazamiento (dol-re), y de calcita tardía (ca) de sepultamiento profundo. Pozo C-2052 (N-1, C-8/8). (A) Luz polarizada y nícoles paralelos. (B) Catodoluminiscencia, el cemento de dolomita presenta una luminiscencia opaca (*dull*) de tono púrpura; la dolomita de reemplazamiento mas turbia exhibe una luminiscencia opaca (*dull*) roja a naranja. La calcita tardía presenta luminiscencia opaca de tono café e inclusiones amarillentas.



Cantarell-46DN1C3/4.

Fig. 50. Vúgulo parcialmente cementado por dolomita y cuarzo en el Pozo C-46D (N-1, C-3/4). (A) Catodoluminiscencia y (B) luz polarizada. Barra escala = 1000 micras

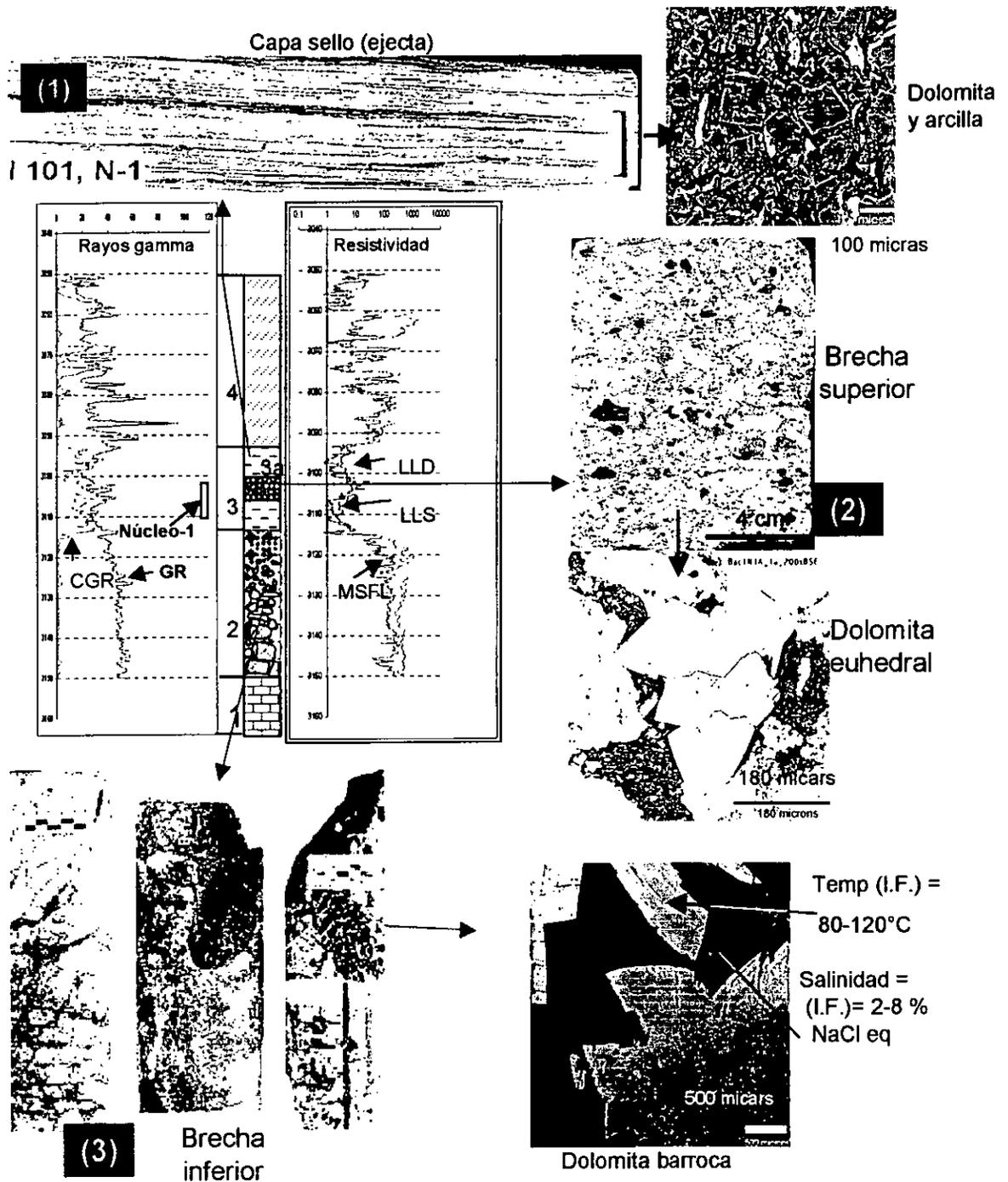


Fig. 51. Tipos de dolomita presentes en la sucesión sedimentaria carbonatada del límite K/T en la Sonda de Campeche. Obsérvese el contraste en el tamaño y forma de los cristales de dolomita en (1) la capa sello (ejecta), (2) brecha superior y (3) brecha inferior. Además de estos tres tipos se identificaron fragmentos de dolomías cristalinas que se ilustran en la figura 32.

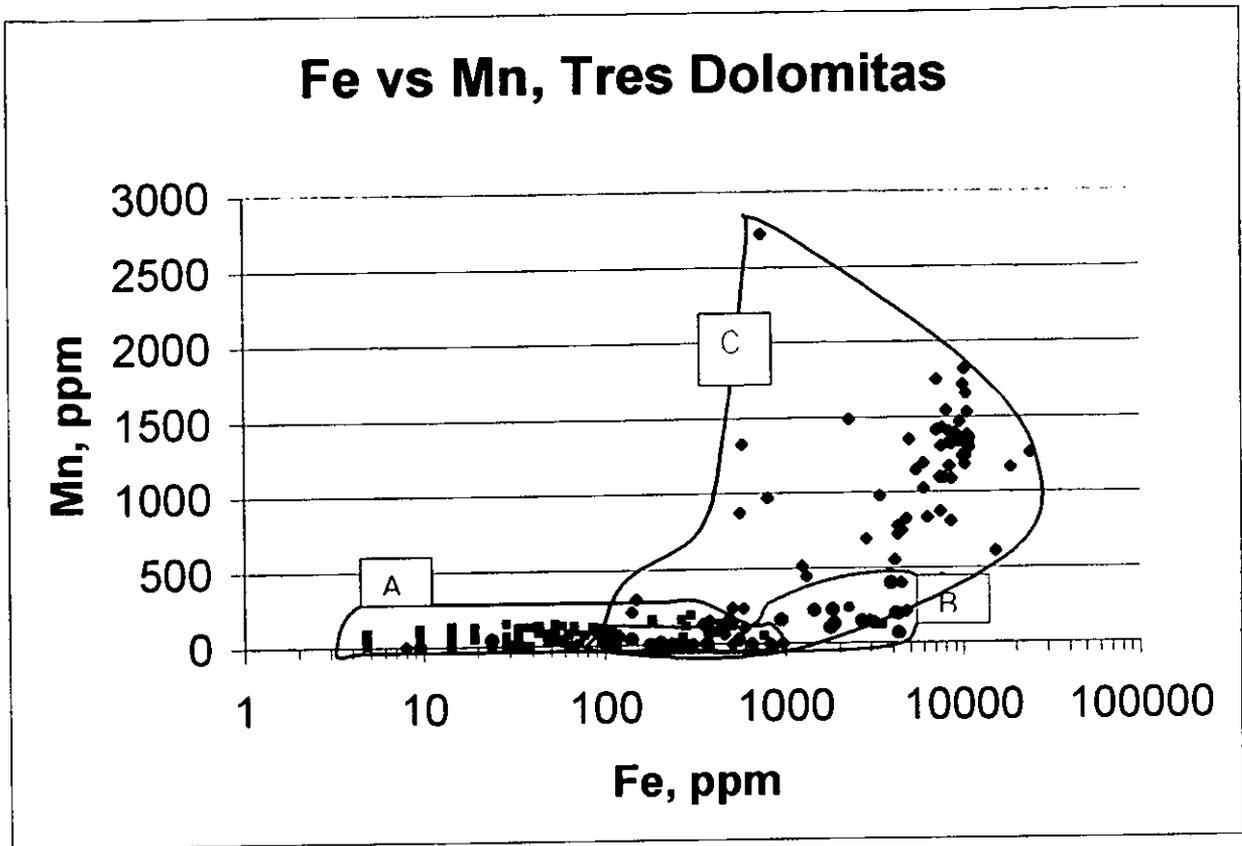


Figura 51 a. Gráfica de Fe vs Mn de dolomitas del Campo Cantarell en tres diferentes unidades estratigráficas del límite K/T. El contenido de Fe y Mn de las dolomitas claramente define los campos A, B y C con concentraciones diferentes. El campo [A] lo forman las dolomitas de la brecha dolomitizada cuya concentración varía de la forma siguiente: Fe de 0 hasta 300 ppm, y escasos entre 400 y 800 ppm; Mn de 0 a ~300 ppm. Este campo está definido por 158 análisis puntuales en dolomitas de 11 pozos correspondientes a la unidad 2. El campo [B] está dado por las dolomitas porfirotóxicas de la brecha de calizas con concentraciones de Mn = 0 a ~400 ppm y Fe = 10 a 4400 ppm. Este campo lo forman 24 análisis químicos puntuales en dolomitas del Núcleo-1A del Pozo Bacab-1, que cortó la unidad 3b. El campo [C] corresponde a las dolomitas idiotópicas de la capa bentonítica (ejecta layer) con concentraciones de Mn = 0 a 2500 ppm y Fe = 100 a 24 000 ppm. Este campo lo forman 87 análisis (Unidad 3a, Pozo Balam-101).

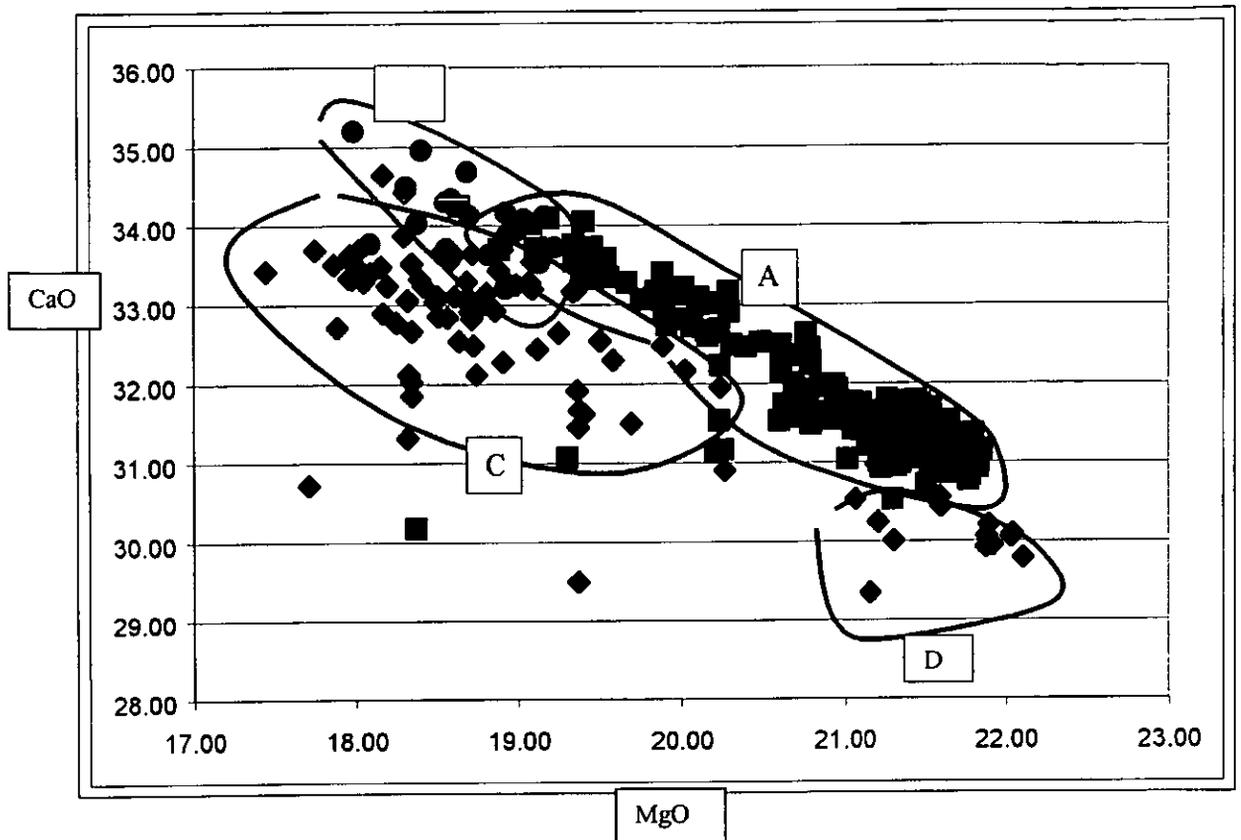


Fig. 51 b. Gráfica de MgO vs CaO de tres grupos de dolomitas del Campo Cantarell y otros pozos cercanos. A diferencia de la gráfica de Fe vs Mn, en esta se observan cuatro campos definidos por variaciones en composición de los cristales de dolomita. El campo [A] lo forman las dolomitas de la brecha dolomitizada (Unidad 2). El campo [B] corresponde a las dolomitas de la brecha superior de calizas (Pozo Bacab-1) y los campos [C] y [D] lo definen las dolomitas porfirotóxicas de la capa bentonítica ("ejecta layer"; Pozo. Balam-101).

Empezando por la parte superior de la columna, los tipos de dolomita son las siguientes: (1) dolomita de la capa de expulsión ("ejecta"), (2) dolomita de reemplazamiento de la brecha superior, (3) dolomita de reemplazamiento de la brecha inferior, (4) cemento de dolomita tipo barroco de la brecha inferior, y (5) fragmentos de microdolomía (de intermarea y supramarea), de dolomía cristalina mediana y gruesa de la brecha superior e inferior. Los estudios de catodoluminiscencia y de microscopía electrónica de barrido con electrones retrodispersos y microsonda electrónica indican que existe zoneamiento petrográfico y químico en todos los tipos de dolomita.

A continuación se describen brevemente las características más importantes desde el punto de vista estratigráfico, petrográfico, químico e isotópico de las dolomitas, empezando con la unidad más superior correspondiente al sello superior del yacimiento.

(1) Dolomita de la capa de expulsión ("ejecta")

La dolomita del sello superior está asociada íntimamente a materiales arcillosos productos de la alteración de material vítreo (Fig. 51(1) y 52).

<i>Ocurrencia</i>	Esta dolomita se encuentra únicamente en la capa de "ejecta".
<i>Petrografía</i>	Dolomita de reemplazamiento euedral, en cristales de 30 –80 y 90- 150 micras de diámetro. Tiene luminiscencia(CL) café opaco a naranja.
<i>Química</i>	Con base en análisis puntuales con microsonda esta dolomita es cálcica y no estequiométrica (% molar de CaCO ₃ varía de 64 a 53.5) (Apéndice II). Tiene concentraciones de Fe de 0 a 24 000 ppm, pero predominan aquellas con 100 a 15 000 ppm. El Mn tiene concentraciones que varían de 0 a 3500 ppm, predominando aquéllas con valores de 0 a 2500 ppm (Fig. 51 A).

(2) Dolomita de reemplazamiento de la brecha superior

- Ocurrencia** Esta dolomita está presente en cristales euhedrales dispersos en la brecha superior substituyendo a fragmentos calcáreos (Fig. 51(2)).
- Petrografía** Dolomita de reemplazamiento, euhedral, con estructura zonada y en cristales de 150 a 300 micras de diámetro. Generalmente se observa como cristales aislados rodeada por fragmentos biógenos o de mudstone a los que reemplaza.
- Química** Con base en los análisis químicos puntuales con la microsonda, estas dolomitas tienen concentraciones de Fe de 0 a 4400 ppm y de Mn de 0 a 200 ppm; aquéllas con abundancias entre 250 y 400 ppm son escasas. Estas concentraciones son menores a las de la capa de expulsión ("ejecta"), pero mayores a las dolomitas de la brecha inferior (Fig. 51 A).

Además, a diferencia de las dolomitas de la brecha inferior las dolomitas de la brecha superior son no estequiométricas (% mole $\text{CaCO}_3 = 54.5$ a 58.5) y generalmente se hacen más cálcicas hacia el margen de los cristales (Apéndice III).

(3) Dolomita de los fragmentos de dolomía de la brecha superior e inferior.

Fragmentos de dolomía cristalina fina (microdolomía)

Se denomina dolomía cristalina fina a la roca que forma los fragmentos, probablemente de dolomía tipo sabkha o mudstone dolomitizados, compuestos por cristales de dolomita entre 10 y 30 micras. Estos fragmentos son comunes en la brecha superior asociados a fragmentos de calizas con cementos de origen somero en el pozo Bacab-1(N-1) (Fig. 32 C-D) y en la brecha inferior asociado a fragmentos de calizas dolomitizadas de origen somero del pozo Chac-1 (N-6). Es importante señalar que en esta brecha inferior ocurrió un evento dolomitizante

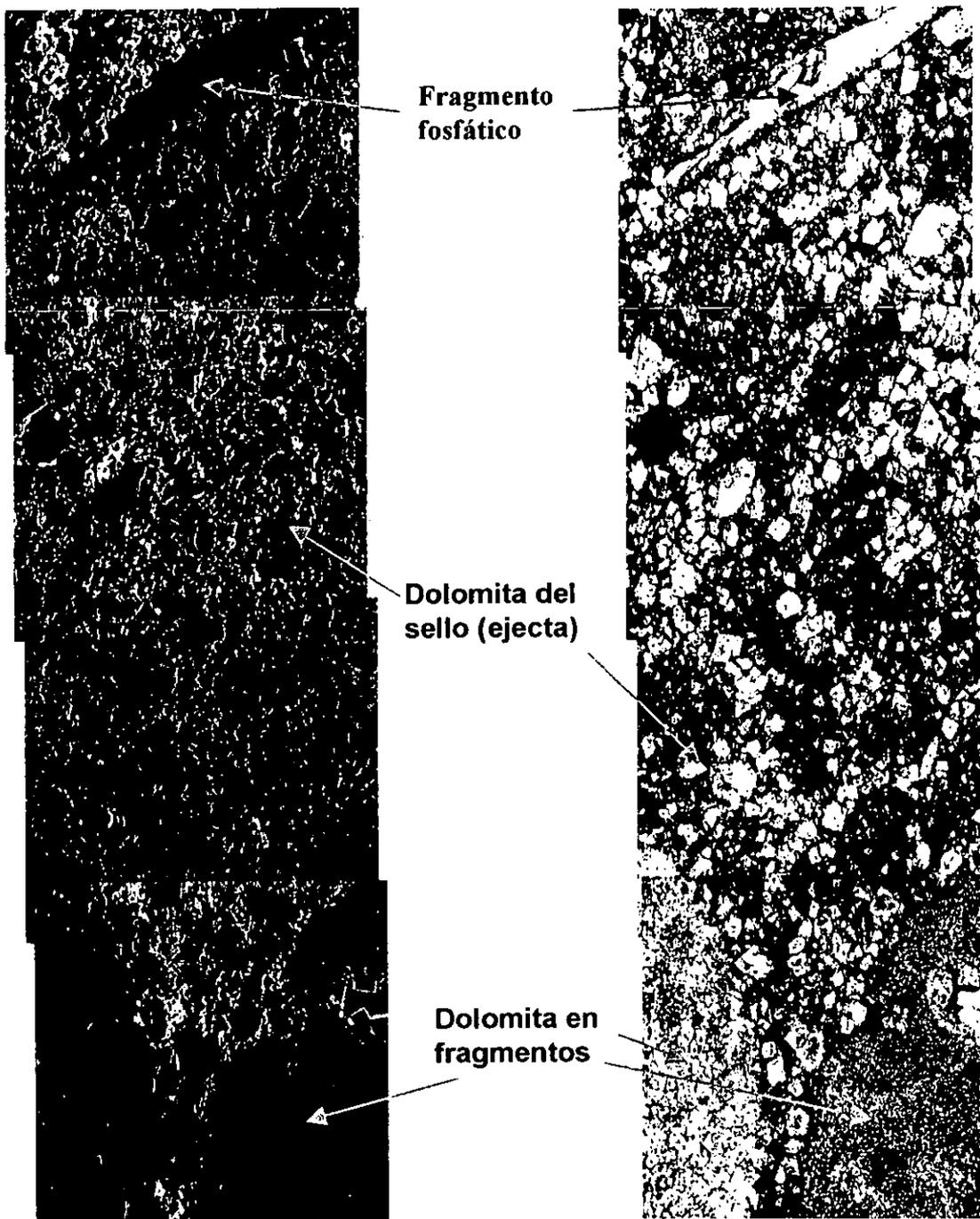


Fig. 52. Luminiscencia de la dolomita del sello ("ejecta") en el Pozo Balam-101 (N-1). El material oscuro entre cristales (luz natural) corresponde a materiales arcillosos.

que afectó tanto a los fragmentos de caliza como a los fragmentos de carbonato previamente dolomitizados. La clara asociación de estos fragmentos de dolomía a fragmentos carbonatados no dolomitizados sugiere que la dolomitización que les formó ocurrió antes de su depósito.

Fragmentos de dolomía cristalina mediana y gruesa

Estos fragmentos están compuestos por cristales de dolomita con diámetros de 40 a 80 micras (textura mediana) y fragmentos con cristales entre 100 y 200 micras y otros entre 200 y 500 micras (textura gruesa). Estos fragmentos se observaron en la brecha superior del pozo Bacab-1 (N-1) (Fig. 32 A-B) rodeados por fragmentos de carbonatos someros no dolomitizados, y en la brecha inferior, en una asociación completamente dolomitizada, pero que se distinguen por el diferente grado de cristalización.

(4) y (5) Dolomita de reemplazamiento y dolomita barroca como cemento de la brecha inferior

Ocurrencia El cemento de dolomita, la dolomita de reemplazamiento, así como el cemento de dolomita barroca está presente en la brecha inferior y ha sido documentado en un gran número de los pozos estudiados. Entre estos se pueden mencionar los siguientes: C46D N-1 (Fig. 50), C-2052 N-1 (Fig. 44 y 46), C-2092D N1 (Fig. 48 A, B y D) C-3001 N-1, C-3003 N-1, Chac-1, Chac-2; C-2074D N-2 (Figs. 47 y 53).

Petrografía La dolomita de reemplazamiento substituyó a los fragmentos de la brecha inferior y presenta texturas con el centro turbio y los bordes claros (dolomita CCCR, del inglés *cloudy center clear rim* =("centro turbio borde transparente"). Por su asociación a estilolitas y temperaturas de formación entre 80 y 110°C (Martínez-Ibarra *et al.*, 2000), se considera que su formación ocurrió en un ambiente

diagenético de sepultamiento profundo. Presenta características petrográficas diversas en tamaño y apariencia, y frecuentemente es difícil distinguirla de la dolomita de textura gruesa presente en fragmentos y cuya formación ocurrió en un zona diferente en el área fuente de los fragmentos.

El tamaño de los cristales en la dolomita de reemplazamiento varía de 125 micras hasta ~300 micras y frecuentemente tiene un aspecto totalmente turbio. Se incluye también a la dolomita tipo CCCR. En contraste, los cristales del cemento de dolomita son de aspecto claro y transparente y varían en tamaño de ~400 a 1500 micras de diámetro.

Los cristales de cemento de dolomita barroca, precipitados en fracturas u otras cavidades, están curvados y además presentan extinción ondulante y bordes dentados, pueden medir hasta 1500 micras de diámetro (Figs. 51(3) y 53). La dolomita barroca o "saddle" reportada en otras áreas se caracteriza por tener altas concentraciones de Fe y Mn (Radke and Mathis, 1980; Moore, 1989, pag. 262; Allan y Wiggins, 1993), en contraste la dolomita barroca del Campo Cantarell contiene escasa concentración de esos elementos como veremos más adelante.

Química, isotopía e inclusiones fluidas

La dolomita de la brecha inferior dolomitizada productora de hidrocarburos es la dolomita que más ampliamente se estudió utilizando química de elementos traza e isótopos radiogénicos de Sr. Estos análisis se realizaron con el fin de contestar la pregunta: *¿Cuál es el origen y composición original de los fluidos que dolomitizaron la brecha inferior?* Para responder a esta pregunta, además de los estudios petrográficos, se hicieron análisis químicos puntuales con microsonda electrónica, de isótopos de Sr en cristales enteros y estudios de inclusiones fluidas en los cristales de dolomita, calcita y anhidrita, con el fin de interpretar la composición de los fluidos que la formaron.

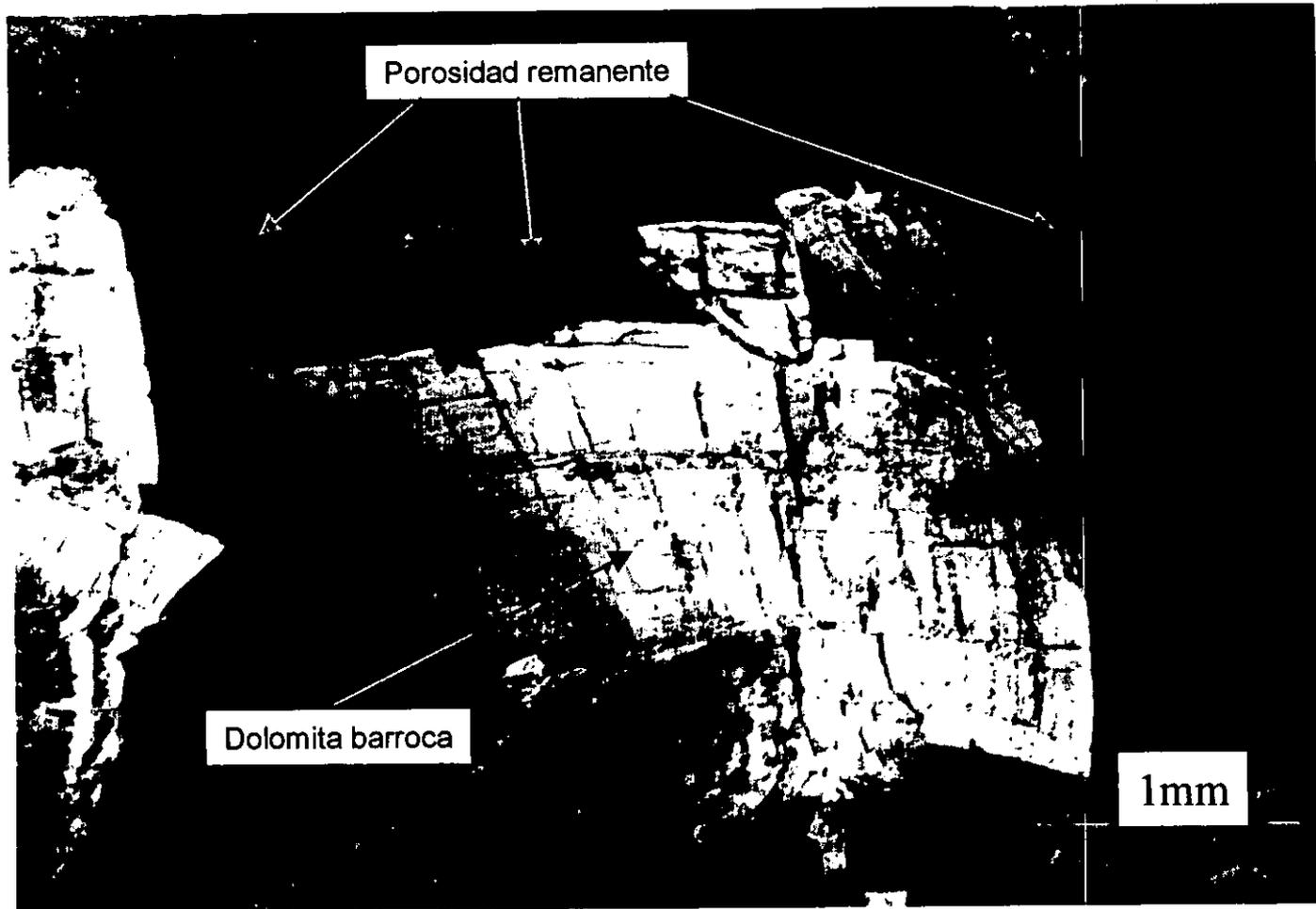


Figura 53.- Fotografía de cemento de dolomita barroca precipitada en vugulos formados por ensanchamiento de fracturas debido a disolución. Obsérvese la extinción ondulante, forma curvada y bordes dentados típicos de este tipo de cements. Pozo C-2074D, N-2, 1x

Elementos mayores y traza

La dolomita de sepultamiento en la brecha inferior, tanto el cemento como la de reemplazamiento, se caracteriza porque a partir de un centro cálcico presenta tendencias químicas hacia la estequiometría (mole % de $\text{CaCO}_3 = 56$ a 50.5) (Apéndice IV) y por tener concentraciones bajas de Fe típicamente de 50 a 300 ppm, (sólo algunas tienen ~ 700 ppm) y típicamente Mn de 50 a 150 ppm, (escasas tienen 300 ppm) comparadas con el Mn y Fe de la dolomita de capa de expulsión y de la brecha superior que llegan a tener hasta 24 000 ppm de Fe la primera y 4 000 ppm de Fe la segunda (Fig. 51 A).

Isótopos de Sr

Los análisis isotópicos de Sr realizados sugieren que las dolomitas, calcitas y anhidritas del Campo Cantarell precipitaron a partir de fluidos con abundante ^{87}Sr . Los valores de las razones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en dolomitas varían de 0.707892 a 0.709247 (Tabla VI). Es interesante resaltar que este último valor corresponde con los valores actuales del agua de mar (McArthur, 1994). Por otro lado, los cementos de anhidrita y calcita asociados a la dolomita presentan valores de ~ 0.709109 para la primera y de 0.708813 a 0.708943 para la segunda. Estos datos isotópicos realizados en cristales aislados de dolomita, en cristales de anhidrita y en cristales euhedrales grandes de calcita parecen sugerir que la circulación de los fluidos dolomitizantes en el Campo Cantarell ocurrió de Oeste a Este, es decir que fluido marino neógeno más antiguo se introdujo cuando la brecha de Cantarell estaba en una posición más occidental y el fluido más joven (más radiogénico) se introdujo hacia el Este del Campo; ya que se observa que el contenido del isótopo radiogénico aumenta en esa dirección desde valores de ~ 0.708200 en el Oeste hasta valores de ~ 0.708900 y escasas de ~ 0.709247 en pozos al Este del Campo (Fig. 54).

Si asumimos que esta dolomita se formó de agua marina y los datos isotópicos obtenidos se correlacionan con la curva isotópica del agua de mar (Howarth y

Tabla VI. Análisis isotópicos de Sr en mineral entero de dolomitas, calcita, halita y anhidrita de muestras de varios niveles estratigráficos del Campo Cantarell y campos cercanos. La "edad" que se reporta en la columna de la derecha se calculó mediante la curva isotópica del agua de mar propuesta por Howarth y McArthur (1997). Se asume que el fluido dolomitizante fue agua de mar. Con fines de comparación e interpretación también se reportan análisis realizados a sal jurásica y agua marina actual.

No.	No. Lab	Clave muestra	Mineral	Datos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	"Edad" modelo
1		C-86, N1, C5	Calcita en fracturas	0.708 813 +/- 53	13.5 Ma
2	(293)	C-86D, N1, F5 (N1F5)	Calcita euhedral gigante	0.708 942 +/-35	7.5 a 8.5 Ma
3	(299)	C-86D, N1,F5, DP) (N1F5DP)	Calcita diente de perro asociada a la gigante	0.708 943 +/-34	7.6 a 8.5 Ma
4		C269D, N1, C1	Dolomita	0.708 216 +/- 160	25 Ma
5		C269, N1, C3	Dolomita	0.708 446 +/-60	20 Ma
6	(319)	C-2052, N1, C8/8 (N1,C8/8)	Dolomita ehuedral en vúgulos	0.708 928 +/- 41	9 Ma
7	(291)	C-2052, N1, C5 (N1C5)	Dolomita en fracturas	0.708 839 +/-81	12 Ma
8	(287)	C-2074D, N3, C3	Dolomita, cristales aislados	0.708 535 +/- 49	19 Ma
9		C-2074D, N3	Dolomita, cemento ancho	0.708 841 +/- 37	11.5 Ma
10	(322)	C-2074, N3,C3 (N1C3)	Dolomita	0.708 852 +/-36	12 Ma
11	(292)	C-2092, N1, C1/14A)	Anhidrita gigante en vúgulo	0.709 109 +/-36	1.5 Ma
12	(323)	C-2092, N1, C1/14B (C1/14B)	Dolomita ehuedral en vúgulos, base de la anhidrita	0.709 247 +/-54	0 Ma
13		C-2277, N2, C2	Dolomita	Firma de agua marina actual	
14		C-3001, N-4, F-13	Dolomita ehuedral en porosidad móldica (Kimmeridgiano)	0.708 599 +/- 34	18 Ma
15		Bacab-21, N-1 (BA21N-1)	Sal (Halita pura) (Jurásico)	0.707 912 +/-48	33 Ma
16		Chac-1, N-16	Anhidrita asociada a sedimentos (Jurásico)	0.707 087 +/- 32	169 a 148.4 Ma
17		Nix-1, N3, F20	Dolomita	0.707 170 +/- 39	147.8 a 171 Ma
18		Takin-101	Agua de formación de nivel estrtigráfico Paleoceno	0.707 892 +/- 43	32 a 63 Ma
				0.708 874 +/-37	11 Ma

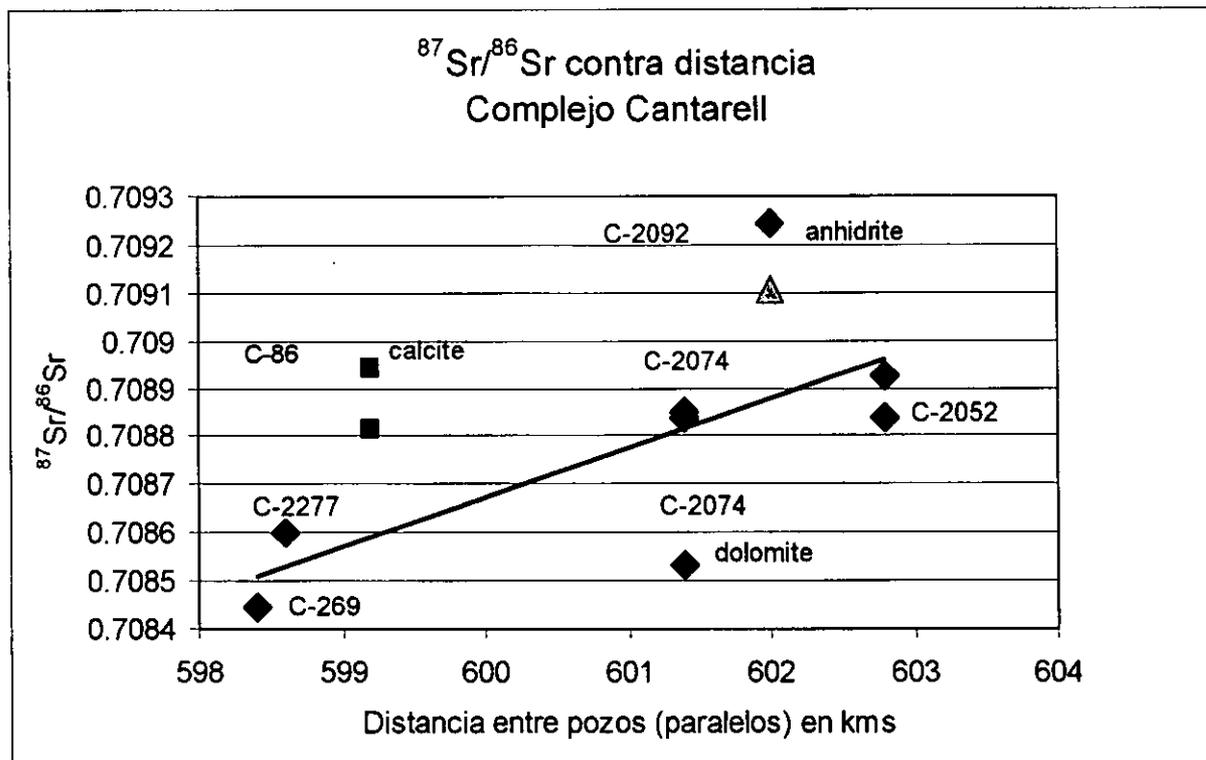


Figura 54 Gráfica de relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en dolomita (rombo), calcita (cuadro) y anhidritas (triángulo) contra distancia en pozos del Campo Cantarell. De oeste a Este se observa un aparente enriquecimiento del ^{87}Sr de los minerales analizados.

McArthur, 1997), se obtienen edades que varían de 20 a 6 Ma (Mioceno Temprano a Tardío) y de 2 a 0 Ma (Plioceno Tardío a Reciente). Sin embargo, es importante comentar que los datos hasta ahora obtenidos no permiten concluir de manera definitiva si la tendencia de enriquecimiento de ^{87}Sr en las dolomitas hacia el Este del Campo es real o fortuita, ya que una mezcla de fluidos puede dar también esa tendencia. De esta manera las "edades" modelo obtenidos no necesariamente tienen un significado geológico.

Microtermometría y salinidad de las inclusiones fluidas

La microtermometría es el método básico para todo estudio de inclusiones fluidas. Consiste en observar y registrar los cambios de fase de inclusiones fluidas cuando se someten a variaciones de temperatura por medio de la platina térmica.

Temperatura de homogeneización (Th).- La temperatura de homogeneización es la temperatura a la cual una inclusión fluida de dos fases (líquido-vapor) se convierte en una fase. Una inclusión de origen primario, provee una estimación de la temperatura mínima de cristalización para el mineral que la contiene.

Aplicando procedimientos estándar Martínez-Ibarra et al. (2000) obtuvo más de 200 lecturas de Th en inclusiones primarias de dolomitas del Campo Cantarell. Cuatro de cinco mediciones se reprodujeron con una precisión de $\pm 1^\circ \text{C}$. Los resultados varían en un rango de 80° a 115°C . La temperatura obtenida para cada núcleo se muestra en los histogramas de la Fig. 55, donde pueden diferenciarse tres picos térmicos de 80, 100 y 115°C .

Temperatura de fusión (Tm) y Salinidad.- La temperatura de fusión es la temperatura a la cual desaparece el último cristal de hielo en una inclusión previamente congelada. Los valores más negativos de Tm indican salinidades

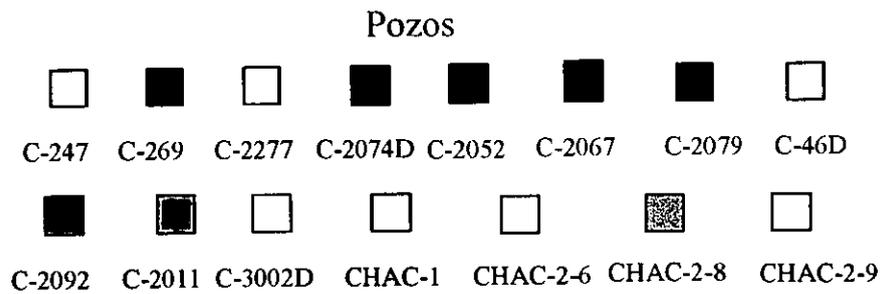
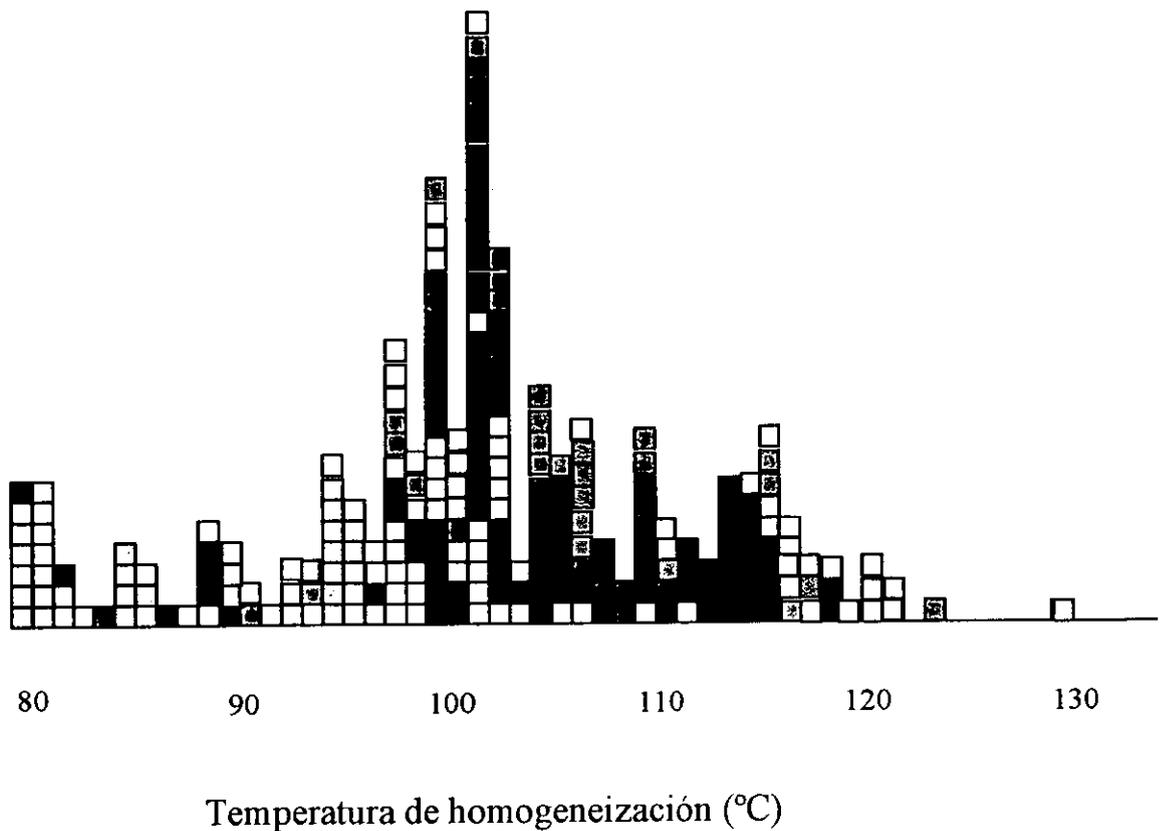


Figura 55. Histograma de temperaturas de homogeneización de inclusiones fluidas del campo cantarell. (cada cuadro indica una medición). Tomado de Martínez-Ibarra (2000).

más altas. Por convención, la salinidad es calculada a partir de la T_m asumiendo que el fluido sólo contiene agua y NaCl. Las salinidades son entonces expresadas como Wt% NaCl equivalentes y pueden ser obtenidas de una gráfica, tablas o calculada a partir de la ecuación de Bodnar (1992), donde:

$$\text{Salinidad (Wt \%)} = 1.78 T_m - 0.0442 T_m + 0.000557 T_m$$

La salinidad en inclusiones de los pozos del campo Cantarell varía de 2-8Wt% NaCl, pero predominan las salinidades de 4-6 Wt% NaCl (Martínez-Ibarra et al. 2000).

Cronología de eventos diagenéticos

La Figura 56 resume la cronología de eventos diagenéticos y geológicos que han actuado en las unidades estratigráficas denominadas (1) brecha inferior, (2) brecha superior y (3) capa de expulsión dolomitizada ("ejecta"). A continuación se describen brevemente los eventos diagenéticos con base en la petrografía de catodoluminiscencia de cada unidad, donde se menciona la secuencia paragenética en forma sintetizada, en las secciones siguientes denominadas la brecha inferior, brecha superior y el sello o capa de expulsión ("ejecta").

La brecha inferior tiene un espesor variable entre 150 a 350 m y es la unidad más fuertemente dolomitizada. Los estudios de petrografía de luz polarizada y catodoluminiscencia permitieron reconocer porosidades heredadas del tipo de la fenestral y móldica originadas en ambientes someros probablemente sobre la plataforma de Yucatán (Fig. 29 y 30). Después de la sedimentación ocurrió compactación mecánica y química que formó estilolitas y otras texturas de presión-solución (Fig. 57) y un evento regional de disolución que ensanchó fracturas y disolvió fragmentos inestables para formar abundante porosidad vugular (Figs. 43 E-F, 44 A-B y 48) en el Campo Cantarell y en campos vecinos como se observa en los pozos Lum-1 N1, C-2052D N1 (Fig. 44 A-B), C-86D N1, 2092D N1 y C-2299 N1 y con base en la interpretación de registros geofísicos de pozos probablemente también porosidad cavernosa (Gurpinar et al., 2000).

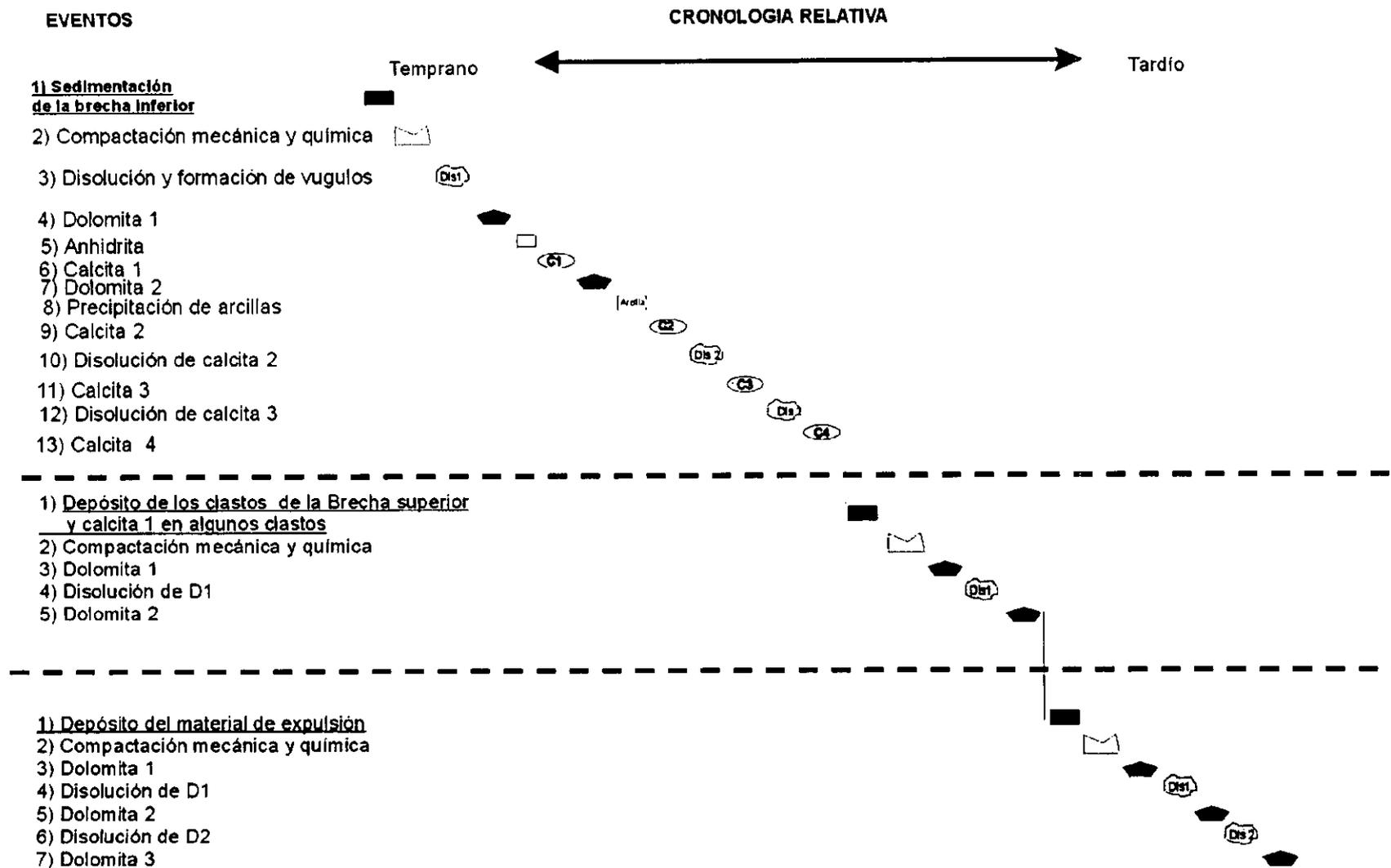


Figura 56. Esquema paragenético de los eventos diagenéticos identificados en las tres unidades dolomitizadas de la secuencia del límite K/T en el Campo Cantarell. La edad relativa de las unidades estratigráficas y de los eventos diagenéticos es de arriba hacia abajo y de izquierda a derecha, pero no se correlacionan entre sí.

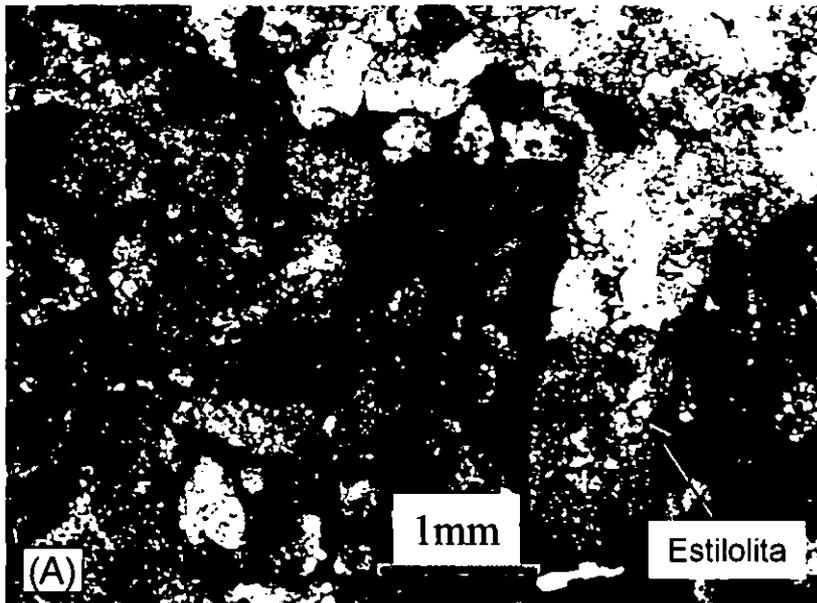


Figura 57. Fotomicrografías en luz polarizada de contactos suturados entre litoclastos de la brecha calcárea del límite K/T, a lo largo de estilolitas. Estos rasgos son el resultado de disolución por presión y son típicos de un ambiente de diagénesis de sepultamiento profundo. (A) corresponde al Pozo C-2094D (N-2) y (B) al Pozo Bacab-1 (N-1).

Los vúgulos así formados fueron rellenados parcial o totalmente por al menos dos generaciones de dolomita, seguidos por tres eventos de cementación por calcita (Fig. 49). La calcita (C1) también fue reconocida en algunos fragmentos de la brecha como un pseudomorfo que evidencia a un cemento temprano, formado probablemente en ambiente meteórico (Fig. 49). La cementación por calcita fue seguida por tres eventos de disolución de la calcita dando lugar a porosidad intracristalina, que localmente puede ser importante. Se not la presencia de material arcilloso rellenando algunas cavidades. Esta arcilla puede ser el producto de sedimentación del fluido circulante, o bien el residuo de los procesos de disolución. La dolomita de reemplazamiento en los clastos es rica en inclusiones y presenta luminiscencia moteada de naranja a púrpura, o bien café rojizo opaco. El cemento de dolomita de la primera generación es rico en inclusiones, con luminiscencia que varía de púrpura a naranja y también fue afectada por eventos de disolución que localmente formaron porosidad intracristalina (Fig. 58). También se interpretaron eventos importantes de disolución mediante soluciones originalmente ácidas que disolvieron carbonatos y formaron porosidad vugular, y que aparentemente evolucionaron a composiciones alcalinas que disolvieron incluso calcedonia en algunas zonas del yacimiento (Fig. 59).

La luminiscencia de la dolomita de la brecha inferior no es correlacionable con las dolomitas del sello y la brecha superior. Sin embargo, el tipo de luminiscencia opaca de tonos rojizos de la dolomita de la brecha inferior es semejante a la luminiscencia observada en la dolomita del Pozo Lum-1 N1 lo que sugiere que la dolomitización penetrativa es de alcance regional. Finalmente, la brecha inferior fue afectada por fracturamiento que conect vúgulos y otros tipos de porosidad y aumentó considerablemente la permeabilidad (Figs. 45, 47).

La brecha superior tiene un espesor máximo aproximado de 10-15 m, pero en algunos lugares puede estar ausente. Generalmente, esta brecha sobreyace o está intercalada con la capa de expulsn o sello dolomitizado. Puede tener una

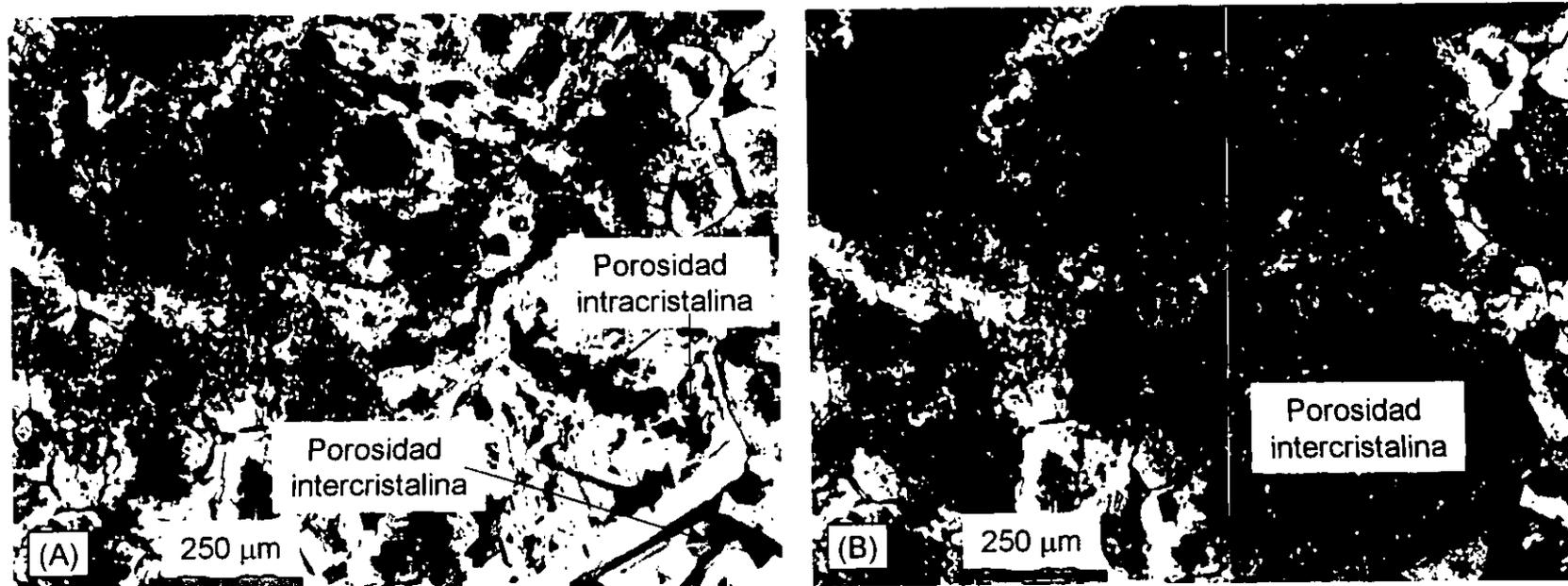


Figura 58. Porosidad intercrystalina e intracrystalina en la brecha calcárea del límite K/T en el Pozo C-269 (N-1). Ambas fotomicrografías fueron tomadas en nícoles paralelos.

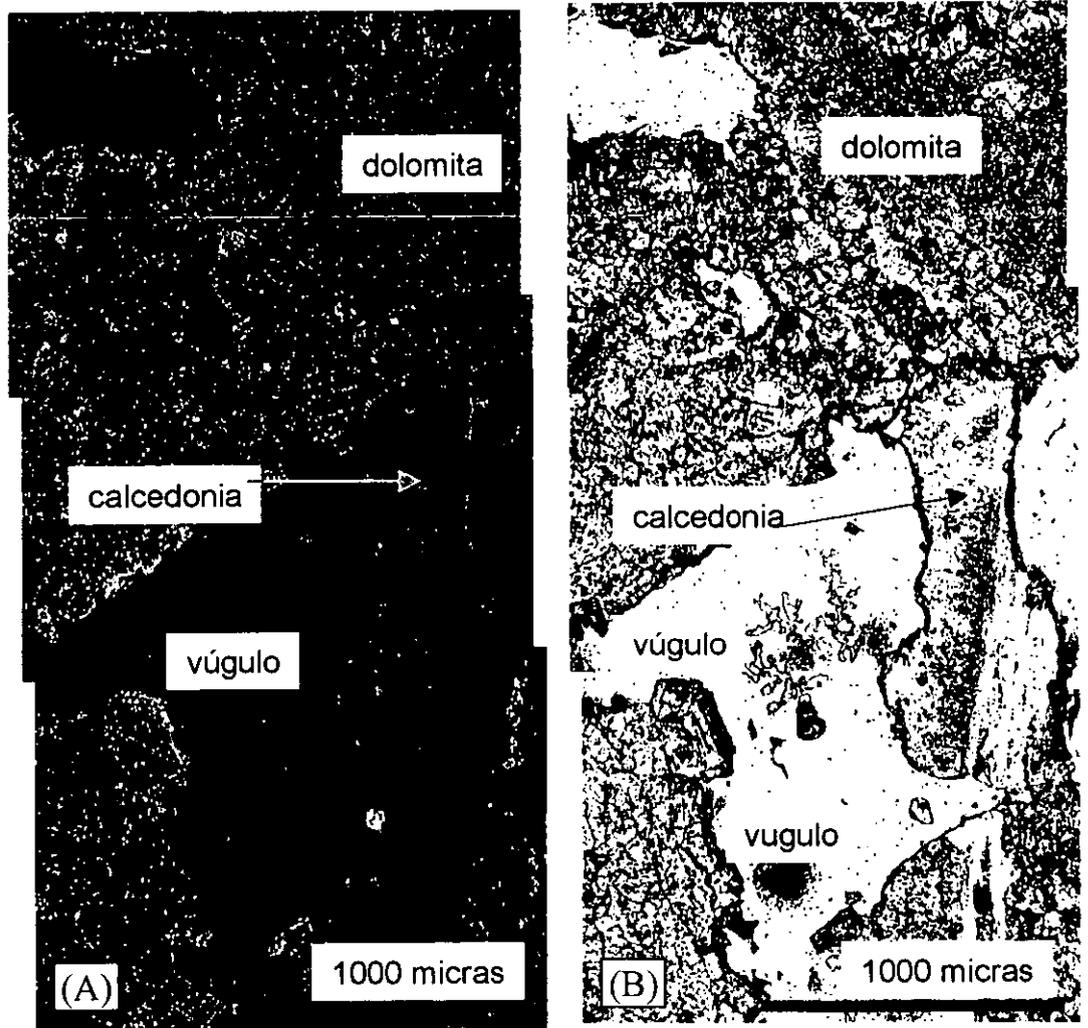


Figura 59. Fotografía en catodoluminiscencia y luz natural mostrando zonas de disolución afectando a dolomita y calcedonia en el Pozo C-46D (N-1, C3/4);(A) Catodoluminiscencia y (B) luz natural.

matriz fina, generalmente de material de expulsión (“ejecta”), como es el caso de las muestras del N-1 del Pozo Balam-101, Kukulcan-1 y C-227D (Fig. 41 A). En otros casos la brecha no tiene matriz y está formada por un armazón donde los clastos se apoyan entre sí, como es el caso del N-1 del pozo Bacab-1 (Fig. 41 B). Los estudios de petrografía y catodoluminiscencia indican que sufrió un evento de compactación mecánica y química y la generación de dos eventos de dolomita, con un evento intermedio de disolución (Fig. 57). Sin embargo, en zonas afectadas por la dolomitización como en el área del pozo C-227D se observó un cemento de aspecto fibroso, probablemente aragonítico y que recristalizó parcialmente a calcita espática (Fig. 60). La dolomitización de la brecha superior varía de un lugar a otro, en algunos pozos esta brecha presenta únicamente dolomita de reemplazamiento en cristales euhedrales aislados (N-1, Bacab-1; N-1, C-227D) y en muchos fragmentos todavía se aprecian las texturas marinas someras como el cemento isopaco fibroso (Fig. 43 A-D). Sin embargo, en otros casos se observa una mayor dolomitización, debido sobre todo a fracturamiento que permitió la circulación de fluidos dolomitizantes (Pozos Balam-101; C-418D, N2). No obstante, la dolomitización en la brecha superior es mucho menor al compararse con la dolomitización penetrante de la brecha inferior. Los cristales euhedrales de dolomita presentan luminiscencia variable de naranja brillante a amarillo como se observa en el pozo Bacab-1N1 (Fig. 61). Esta luminiscencia no es correlacionable con aquella de la dolomita de la brecha inferior o del sello (ejecta).

El sello o material de expulsión (ejecta) forma el sello superior del yacimiento de Cantarell (Fig. 51 y 52). Está formada por una capa de aproximadamente ~25 m de espesor, muchas veces retrabajada y redepositada, compuesta originalmente por abundante material vítreo de impacto asociado a polvos calcáreos y magnésicos (CaO y MgO) interpretada como provenientes de la zona de impacto en la plataforma de Yucatán. Mezclado con este material fino es

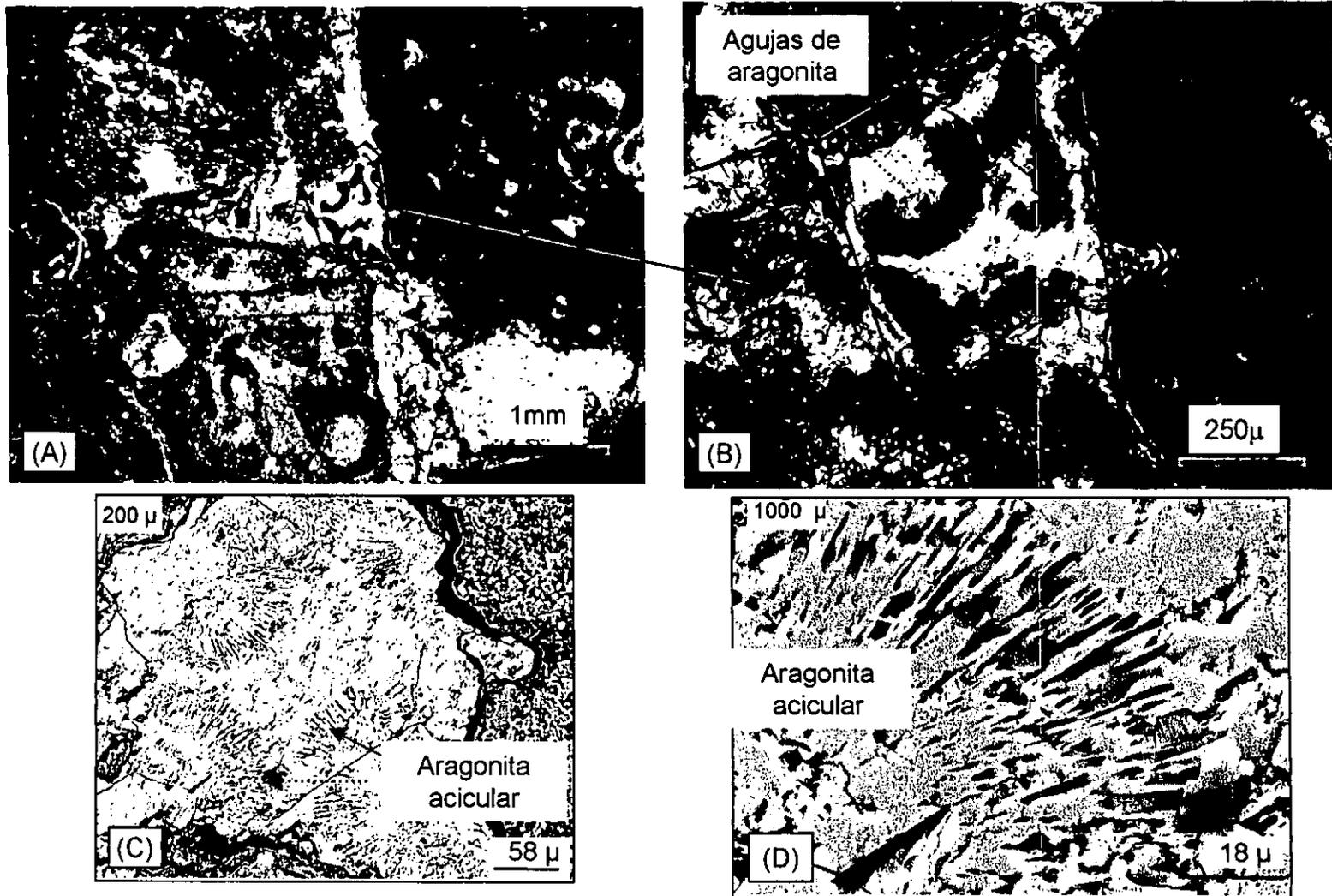


Figura 60. Cemento acicular semirradial de aragonita (?) en el horizonte de calcarenita con material de expulsión (ejecta) asociado a la roca sello de la brecha del límite K/T que forma el yacimiento de Cantarell. Este cemento está recrystalizado a calcita y es común en ambientes de diagénesis somera. A y B NX; C y D imágenes de MEB. Pozo C-227D N1.

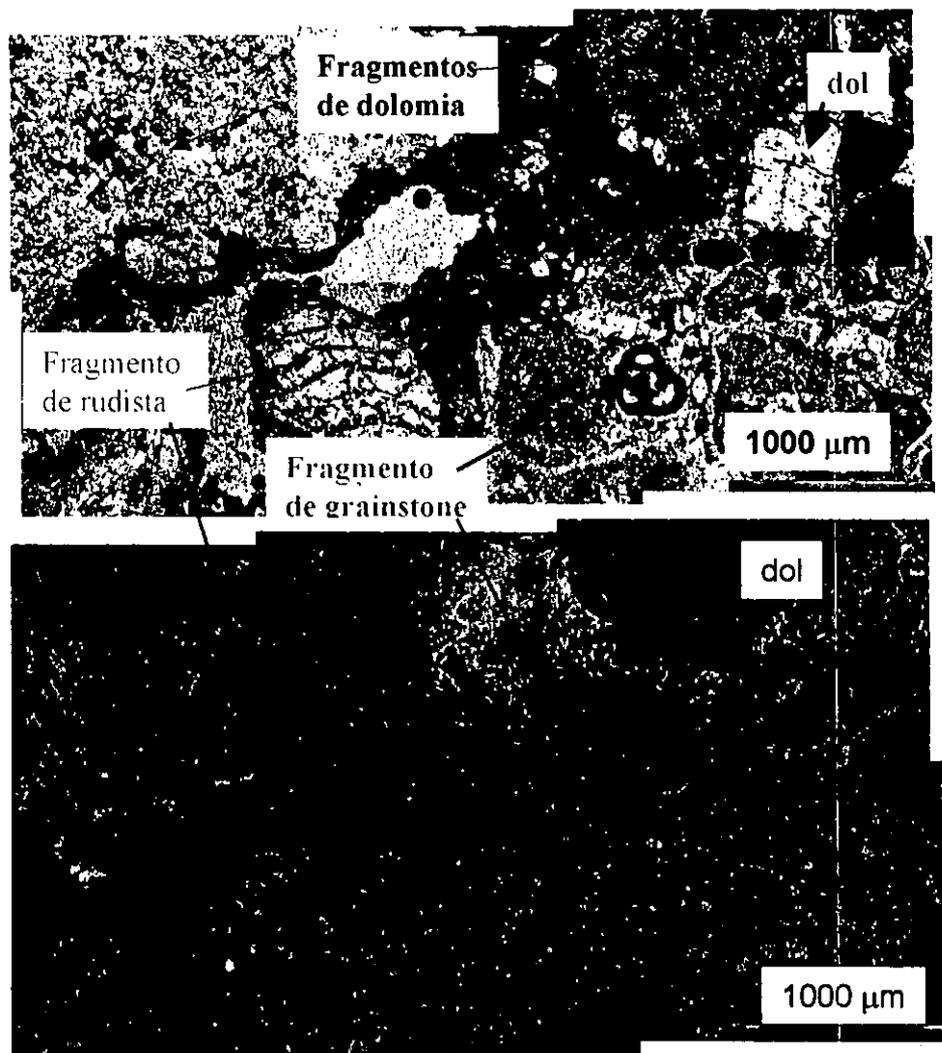


Figura 61. Brecha superior donde se observan fragmentos de calizas someras, dolomías y rudistas. Ver anexo para descripción de eventos diagenéticos. Pozo Bacab-1 N-1.

común encontrar fragmentos de dolomías cristalinas finas. En el subsuelo de la Zona Marina, toda la capa de expulsión está ahora dolomitizada dando lugar a una roca compuesta por cristales pequeños (30 a 80 micras) de dolomita euhedral asociada íntimamente a esmectita (Figs. 51 y 52). Se han reconocido tres generaciones de dolomita con dos eventos de disolución. La luminiscencia de los cristales de dolomita de la capa de expulsión varía de café opaca a amarillo brillante y no se correlaciona con la luminiscencia de la dolomita de la brecha inferior y superior (Fig. 52).

Dolomitización por fluidos de sepultamiento *versus* dolomitización por agua de mar neógena o agua de mar modificada

De acuerdo con lo expuesto en párrafos anteriores, en las muestras de la sucesión sedimentaria del límite K/T del Campo Cantarell existen cinco tipos de dolomitas relacionados a procesos diagenéticos diferentes. Dentro de estas cinco dolomitas también está la dolomita de los fragmentos de dolomía cuyo proceso de dolomitización es de origen externo y por tanto se considera como dolomita heredada. Algunos de estos fragmentos están ligados a ambientes de evaporitas tipo sabkha o de intermarea y supramarea. De esta manera, con base en su posición estratigráfica y características petrográficas y químicas, a las cuatro dolomitas restantes se les relaciona a tres litofacies de la sucesión sedimentaria del límite K/T: **(I)** la primera es la dolomita formada en la capa de expulsión (ejecta) (Fig. 51); **(II)** la segunda es la dolomita euhedral de reemplazamiento de la brecha superior y **(III)** la tercera y cuarta son la dolomita de reemplazamiento y el cemento de dolomita barroca de la brecha inferior.

A continuación se discuten y contrastan las características más importantes y el origen de estos cuatro dolomitas. La dolomita de la capa de expulsión ("ejecta") y la de la brecha superior parecen corresponder a dolomitas formadas en ausencia de fluidos abundantes en un sistema cerrado. En contraste, la dolomita de la

brecha inferior es abundante y penetrativa y afectó de forma masiva a la brecha. Una dolomitización de este último tipo sólo puede darse en un sistema abierto, con la intervención de un gran volumen de fluidos que necesariamente deben ser ricos en Mg y que mediante un buen sistema de bombeo sean inyectados a través de la roca (Land, 1982; 1985).

Las relaciones estratigráficas observadas en los registros geofísicos indican que la capa de expulsión ("ejecta") infrayace (Pozo Bacab-1) o engloba a las capas o lentes de la brecha superior (Balam-101) y dado que la capa de expulsión es una unidad altamente impermeable es poco probable que haya dejado pasar fluidos a través de ella a unidades superiores o intercaladas; aunque si es posible que localmente pudiera ocurrir circulación de fluidos donde algunas fallas y/o fracturas afectaron al sello. Por otro lado, las observaciones petrográficas confirman esta idea ya que indican que las dolomitas de la capa bentonítica y también las de la brecha superior tienen texturas planares (iditópicas) lo que sugiere nucleación homogénea de partículas con gran área superficial en contacto con fluidos sobresaturados con respecto a la dolomita $[Ca, Mg (CO_3)_2]$. Esta nucleación pudo haber ocurrido a partir de partículas finas de CaO y MgO en el caso de la capa bentonítica y a partir de cristales de micrita en la brecha superior. En el caso de la capa bentonítica, esto dio como producto final cristales euhedrales (textura idiotópica) de dolomita asociados íntimamente a material arcilloso del tipo de la esmectita (Fig. 52). La dolomitización ocurrió en forma selectiva, ya que se observan alternancias de capas con cristales gruesos de dolomita (~200-300 micras) con otras con cristales más pequeños (~30 a 150 micras). La textura planar es indicativa de formación a temperaturas por debajo de los 50° C (Sibley & Gregg, 1987).

En las gráficas de correlación de Fe vs Mn y CaO vs MgO, se observa que las dolomitas de la brecha inferior, de la brecha superior de calizas y de la capa bentonítica se agrupan en tres campos diferentes (Fig. 51 A y 51B). Es evidente

que la mayor concentración de Mn (2 500 ppm) y Fe (24 000 ppm) la tienen las dolomitas de la capa bentonítica dolomitizada. Esta característica química las distingue de los otros dos grupos y sugiere que tanto el Mn como el Fe tienen como fuente directa el material vítreo y los fragmentos de rocas fundidas que se alteraron liberando los elementos mencionados.

De manera similar, un número importante de dolomitas de la brecha superior tiene concentraciones de Fe de hasta 4 000 ppm, en contraste con las dolomitas de la brecha inferior dolomitizada que tienen menos de 900 ppm de Fe. Por otro lado, las dolomitas de la brecha inferior dolomitizada, que definen uno de los campos antes mencionados, son las que tienen cantidades menores de Mn (300 ppm) y Fe (~800 ppm), lo cual es indicativo de que las dolomitas de la brecha inferior deben su origen a un fluido dolomitizante "más limpio" en elementos traza, que aquel que dio origen a las dolomitas del sello (ejecta) y de la brecha superior.

Dolomitización de la brecha inferior

En la Sonda Marina de Campeche, la brecha dolomitizada está presente en un área aproximada de 40 x 100 km, si se asume para la brecha un espesor uniforme de 300 m (0.3 km) se tiene un volumen de roca carbonatada de aproximadamente 1200 km³. Considerando que para dolomitizar 1 m³ de caliza se requieren 320 kg de Mg y que el agua de mar contiene 1.35 kg/m³ de Mg (Jones *et al.*, 2000), para dolomitizar 1200 km³ de carbonatos es necesario: (1) que el medio sea permeable para permitir la circulación de los fluidos diagenéticos, (2) la circulación de grandes cantidades de fluidos ricos en Mg, y (3) que esta circulación ocurra durante largo tiempo. Los fluidos que poseen potencial de dolomitización en un ambiente de sepultamiento pueden ser los siguientes: a) agua de salmueras residuales ricas en Mg, b) aguas que resultan de la compactación de lutitas y c) agua de mar o agua de mar modificada (Tucker, 1990; Allan y Wiggins, 1993).

La concentración de Fe, Mn y Sr en las dolomitas

Las dolomitas de reemplazamiento y el cemento de dolomita barroca de la brecha inferior del Campo Cantarell se caracteriza por tener una concentración baja de Fe (p.e. 50-300 ppm, Mn (p.e. 50 a 150 ppm) y Sr (0 a 300 ppm). Estos valores de elementos traza son menores o iguales a los valores reportados para dolomitas formadas a partir de fluidos marinos. P.e. las dolomitas marinas, Sr = 50-850 ppm, Fe = 10-2000 ppm, Mn = 5-275 ppm (Saller, 1984; Vahrenkamp and Swart, 1990); las dolomitas de aguas marinas profundas: Fe = 2100 ppm; Mn = 590 ppm (Lumsden, 1988). Por otro lado, las dolomitas barrocas formadas en ambientes diagenéticos de sepultamiento tienen altas concentraciones de Fe llegando a tener >2 % molar de FeCO_3 , equivalentes a > 25 000 ppm de Fe. En estos casos la fuente de Fe es el agua expulsada de rocas arcillosas de la cuenca durante la compactación (Tucker, 1990, p. 382). La química de los elementos traza (Fe, Mn y Sr) de las dolomitas de la brecha inferior del Campo Cantarell sugiere que estas no son compatibles con procesos de dolomitización mediante fluidos enriquecidos en Sr, Fe y Mn, como sería el caso de fluidos liberados por la compactación de rocas arcillosas o fluidos de salmueras hidrotermales. Por otro lado, aunque la recristalización de la dolomita de reemplazamiento podría explicar la baja concentración de esos elementos debido a pérdida de Sr, Fe y Mn a través del tiempo, la petrografía de la brecha inferior indica la preservación de texturas deposicionales originales (dolomitización mímica de texturas de grano fino), lo que contradice esa posibilidad y más bien sugiere que estas microfábricas se formaron desde la dolomitización inicial y no durante recristalización. Esto permite concluir de manera preliminar con base en los elementos traza, que el fluido dolomitizante más plausible es el agua de mar o el agua de mar modificada.

Por otro lado, se ha discutido en la literatura que con la recristalización ocurre un empobrecimiento del Sr de la dolomita, pero un enriquecimiento en Fe y Mn, lo que está controlado por la concentración de ese elemento en la solución, el

coeficiente de distribución de ese elemento y la temperatura (Malone et al., 1994). De esta forma, un elemento como el Sr con coeficiente de distribución <1 se pierde paulatinamente de la dolomita durante procesos de recristalización a temperaturas moderadamente altas y este se va en solución al fluido dolomitizante. En contraste, elementos como el Fe y Mn con coeficientes de distribución > 1 se incorporan en las dolomitas durante los procesos de recristalización (Kupecz et al., 1993), pero claramente este no es el caso en las dolomitas de la brecha inferior del Campo Cantarell porque las dolomitas están empobrecidas en Sr, Fe y Mn. Por otro lado, existe otra posible interpretación para explicar las bajas concentraciones de Fe y Mn en las dolomitas, y esta se refiere a que en un ambiente reductor, el cual es bastante probable que se haya tenido en los fluidos que formaron las dolomitas de Cantarell, el Fe reducido (Fe^{+2}) se incorpora preferentemente en la pirita y por tanto no está disponible para incorporarse en la dolomita. En la brecha dolomitizada, se han observado granos de pirita dispersos en varias muestras de la brecha inferior dolomitizada, pero se desconoce si el volumen de este sulfuro en la brecha pueda ser suficiente para responsabilizarle de las bajas concentraciones de Fe en las dolomitas del Campo Cantarell.

La salinidad de las inclusiones fluidas

La salinidad obtenida de las inclusiones de la dolomita de reemplazamiento y dolomita barroca del Campo Cantarell es del orden de 3 a 8 Wt % (30 a 80 g/l = 30 000 a 80 000 ppm de NaCl). Si consideramos que el agua de mar tiene concentraciones de sal de 36.4 g/l (36 000 ppm de NaCl y de otras sales), la salinidad de las inclusiones fluidas indica que el fluido dolomitizante tenía salinidades cercanas a la salinidad del agua de mar o de agua de mar ligeramente modificada (3.6 wt % ó 36 g/l =(36 000 ppm NaCl y otras sales), y contrasta con aquellos del agua dulce (<0.01 wt % ó < 1 g/l), agua salobre (0.01 a 1.0 wt % ó 1 a 10 g/l), agua salada (1.0 a 10 wt % ó 10 a 100 g/l) y de las salmueras > 10 wt % o (>100 g/l).

Por otro lado, también se puede observar que esas salinidades son semejantes a las del agua de poro de calizas micríticas de agua marina profunda (3.5 a 3.7 wt % ó 35.1 a 37.4 g/l), pero muy diferente de los valores de agua de formación en campos petroleros (18.7 a 20.3 wt % o 187 a 203 g/l = 187 000 a 203 000 ppm de NaCl y otras sales) (Hunt, 1996). Esta observación también permite sugerir que el sistema del fluido dolomitizante fue un sistema abierto (con agua de mar como fluido circulante) y no un sistema cerrado con salmueras o agua de formación. Por lo que, basado en la salinidad de las inclusiones fluidas, queda solamente el agua de mar modificada como el fluido dolomitizante más viable que pudo haber dolomitizado la Brecha del Campo Cantarell. Esta agua o fluido debió circular en forma repetida y abundante a través de la brecha para provocar su casi completa dolomitización, lo cual fue favorecido por la alta permeabilidad generada por el fracturamiento de la brecha.

Isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en dolomitas y el fallamiento inverso en el Campo Cantarell

En una sección anterior se comentaron los datos isotópicos de Sr radiogénico de las dolomitas del Campo Cantarell (Tabla VI) y las edades neógenas obtenidas al graficarlas contra la curva isotópica del agua de mar. Al graficar estos datos isotópicos de Sr vs distancia a los pozos se observa una aparente tendencia de enriquecimiento del isótopo radiogénico de Oeste a Este del campo (Fig. 54).

Además, es interesante hacer notar que las edades del Oligoceno Tardío al Reciente, obtenidas de la isotopía de Sr de las dolomitas, son concordantes con la historia tectónica del área donde se reportan fallas de cabalgadura y fracturamiento distensivo asociado fechadas como del Mioceno Temprano al Pleistoceno, con base en la interpretación de secciones sísmicas (Guillermo Pérez Cruz, Com. Personal; Rojas-Rosas, 1998; Aranda, 1999). Además, en las

secciones sísmicas y en las secciones geológicas publicadas por PEP (1999) se puede interpretar que el fallamiento distensivo afecta a rocas sedimentarias tan jóvenes como del Plioceno y Pleistoceno.

Por otro lado, las fallas inversas o cabalgaduras tienen una vergencia general de Oeste a Este, que es coincidente con la dirección de enriquecimiento del isótopo de ^{87}Sr . Estos datos son importantes porque, por un lado permiten asignar una "edad" al proceso de dolomitización obtenida con los isótopos de Sr que coincide con la edad del fallamiento interpretada de las secciones sísmicas y los datos de bioestratigrafía de los pozos, y por otro se puede interpretar que estas fallas fueron los conductos mediante los cuales se transportó el fluido dolomitizante hasta la capa porosa y permeable conformada por la brecha inferior.

Sin embargo, la información aportada por los datos de elementos traza, salinidad de las inclusiones fluidas y los isótopos de Sr, puede entenderse como contradictoria ya que por un lado es poco probable que el fluido dolomitizante provenga todo o en su mayor parte de las rocas arcillosas orgánicas generadoras de hidrocarburos, o de la compactación de lutitas, porque en ese caso deberían ser ricas en Fe y Mn, ya que estos elementos son abundantes en esos fluidos que han interactuado con rocas terrígenas. Sin embargo, como ya se mencionó antes la dolomita de la brecha inferior de Cantarell contienen cantidades inferiores a 300 ppm de Fe y Mn, mientras que las dolomitas precipitadas de fluidos de formación, generalmente tienen concentraciones entre 25 000 y 150 000 ppm para el Fe y de 10 000 ppm para el Mn (Tucker y Wright, 1990; Allan y Wiggins, 1993). Por otro lado, las razones altas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ parecieran indicar que efectivamente se trata de un fluido de formación que ha interactuado con rocas terrígenas que contienen minerales que aportaron el ^{87}Sr radiogénico al fluido dolomitizante.

La concentración de Fe y Mn y los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, permiten inferir que el fluido dolomitizante era un fluido "limpio" en Fe y Mn, pero muy radiogénico. Uno de los pocos fluidos que puede llenar el requisito de "limpio" y radiogénico y además contener Mg es el agua de mar neógena. Sin embargo, tampoco se puede descartar que la composición del fluido dolomitizante de la brecha del Campo Cantarell haya sido el producto de una mezcla de fluidos de agua de mar neógena con fluidos provenientes de la deshidratación de la roca generadora, o con agua meteórica, o incluso con agua de formación más antigua.

Por otro lado, no se ha agotado el modelado isotópico por mezcla de fluidos de distinta composición, o bien modelado de interacción agua-roca que nos permita concluir de manera definitiva sobre la composición del fluido dolomitizante. Por lo tanto, es conveniente mencionar que la interpretación de que el fluido dolomitizante principal fue agua de mar del Neógeno que se introdujo en la brecha durante las etapas de fallamiento se considere como una hipótesis de trabajo hasta que sea confirmada mediante modelos de interacción agua-roca y modelado químico-isotópico de los fluidos dolomitizantes.

Convección térmica

Si la idea de que el fluido dolomitizante fue agua de mar del Neógeno es correcta, el mecanismo de bombeo de los fluidos dolomitizantes debió haber estado íntimamente asociado al fallamiento inverso que incluye cabalgaduras importantes, una de las cuales forma la estructura del Campo Cantarell (Rojas-Rosas, 1998; Guillermo Pérez Cruz, Com. Personal), así como al fracturamiento distensivo asociado a esas cabalgaduras. La dolomitización debió darse como consecuencia de la circulación de grandes volúmenes del fluido dolomitizante a través de las fracturas y la brecha, movilizados mediante procesos de convección térmica semejantes a la Convección Kohout propuesta para el sur de la Florida (Simms, 1984). Este flujo de agua marina por convección térmica se desarrolla al existir un gradiente de densidad horizontal entre las aguas oceánicas frías que

rodean a una plataforma y el agua tibia de los poros de roca que es calentada por el gradiente geotérmico. Las aguas frías más densas migran hacia la plataforma como una cuña densa que desplaza hacia arriba a las aguas tibias más internas. De manera semejante consideramos que para la Zona Marina de Campeche el gradiente geotérmico pudo calentar a los fluidos localizados a más de 1000 m de profundidad y la diferencia en temperatura con las aguas marinas relativamente frías del Neógeno, que se infiltraron a través de las fallas (inversas y normales), debieron formar un sistema eficiente de convección térmica que bombeó fluidos a través de las litofacies más porosas y permeables sobre todo la brecha del límite K/T. La temperatura necesaria para originar convección térmica en la zona del Campo Cantarell se explica fácilmente si consideramos el evento tectónico-estructural en la zona. La falla inversa que montó al bloque Akal compuesto por rocas jurásicas, cretácicas y terciarias sobre el bloque Sihil, duplicó el espesor litológico (de +/- 2 km hasta 3.5-4 km), aumentó considerablemente la presión litostática y también aumentó considerablemente la temperatura probablemente hasta la ventana de generación de hidrocarburos (80 a 120° C) de las rocas generadoras del Tithoniano. De esta manera se pudo formar un nivel de aguas sobrecalentadas que tendían a subir y por el otro lado se tenía la introducción de agua marina neógena relativamente fría en la parte superior de la secuencia.

La dolomitización por circulación de fluidos marinos, bajo saturados con respecto a la calcita y sobresaturados con relación a la dolomita, a través de carbonatos porosos y permeables mediante procesos de convección térmica también ha sido propuesta en otras rocas carbonatadas. Por ejemplo, con base a datos petrológicos y geoquímicos obtenidos en dolomitas del atolón Enewetak en el Océano Pacífico ecuatorial Saller (1984) propone dolomitización por agua de mar a profundidades mayores a 900 metros y concluye que un mecanismo de convección térmica produjo la circulación de grandes cantidades de agua oceánica en los carbonatos porosos y permeables del atolón mencionado; de manera semejante basado en datos isotópicos de Sr, C y O y elementos traza,

Aharon et al. (1987) encontró que la dolomitización carbonatos del atolón Niue en el sur del Océano Pacífico puede explicarse por convección de agua marina ocasionada por la diferencia en temperatura del gradiente geotérmico del atolón y el agua de mar adyacente. Otro ejemplo donde se ha invocado convección térmica asociada a eventos de deformación estructural, fallamiento y fracturamiento es el propuesto por Zempolich y Hardie (1997) quienes basados en la forma de los cuerpos dolomitizados, geoquímica de elementos traza e isotopía de las dolomitas, concluyen que el agua marina del Terciario Tardío movilizada por convección térmica a través de fallas, fracturas y paleobrechas es la responsable de la dolomitización.

La Figura 62 es una sección actual de una porción de la Sonda Marina de Campeche e ilustra un modelo esquemático que permite mostrar los conductos para la circulación de fluidos y explicar un posible mecanismo mediante el cual se pudo haber introducido agua de mar neógena a la brecha mezclándose con fluidos procedentes de zonas más profundas y ligados probablemente a la migración de hidrocarburos. También se intenta ilustrar un probable mecanismo de bombeo del fluido dolomitizante mediante convección térmica. Este es un modelo que por un lado explica la entrada de agua del mar contemporánea (Neógeno) a la brecha y su mezcla, por convección térmica, con fluidos provenientes de niveles estratigráficos más bajos (Tithoniano) originados durante los procesos de la generación de hidrocarburos. Sin embargo, es importante volver a comentar que los datos hasta ahora obtenidos no permiten concluir de manera definitiva si la tendencia de enriquecimiento de ^{87}Sr en las dolomitas hacia el oriente del Campo es real o fortuita. De esta manera, las "edades" modelo obtenidos no necesariamente tienen un significado geológico.

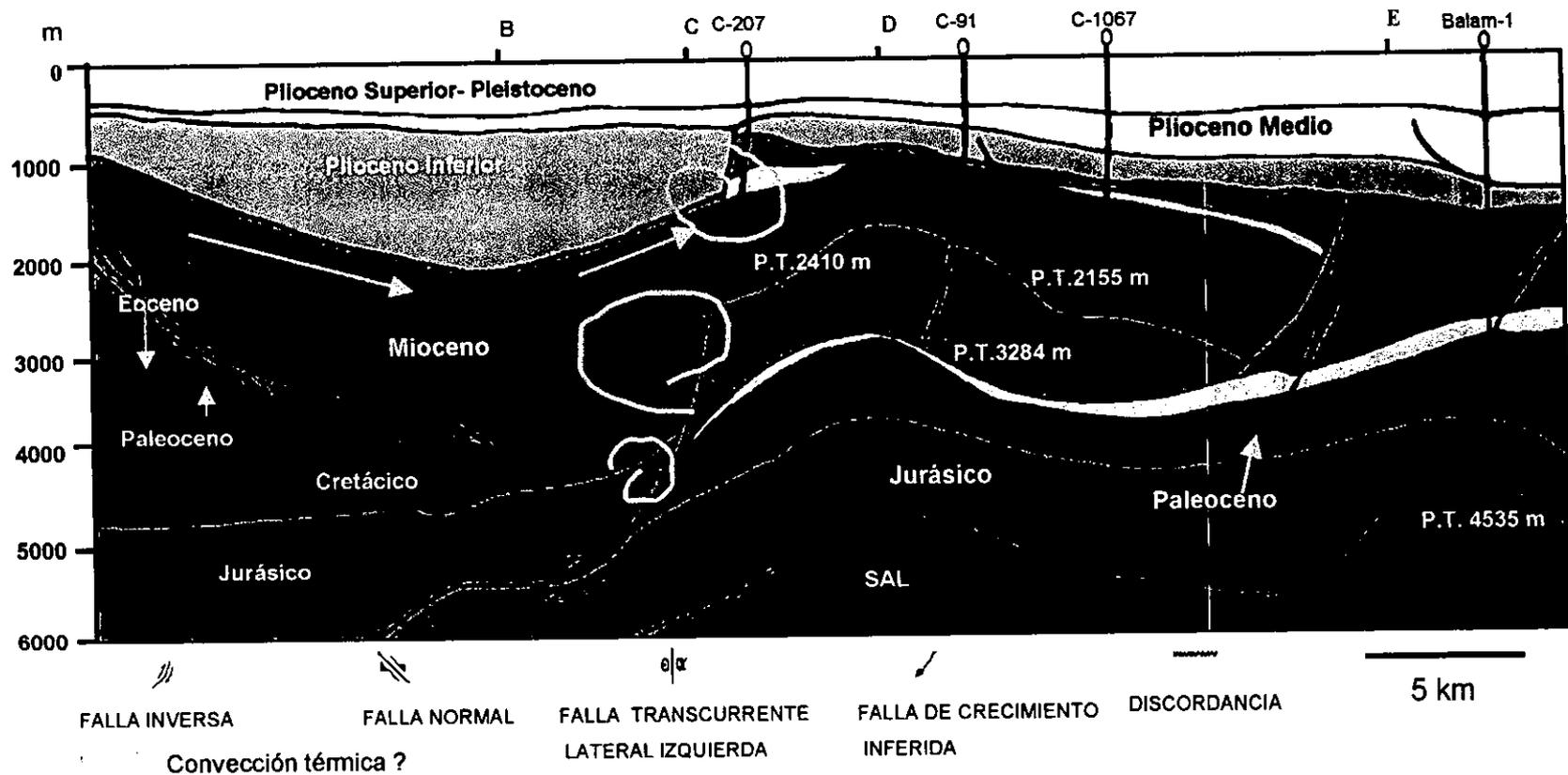


Figura 62. Sección geológica esquemática para mostrar las posibles vías de movilización de los fluidos dolomitizantes. El bombeo de los fluidos a través de las formaciones porosas y permeables, como la brecha del límite K/T, probablemente estuvo controlado por una combinación de fallamiento y convección térmica. Las flechas en azul muestran las posibles rutas de migración de agua marina neógena.

CAPÍTULO IX

9. IMPORTANCIA ECONÓMICA DE ESTRUCTURAS DE IMPACTO Y DE LAS BRECHAS DEL LÍMITE K/T

El potencial económico de cráteres de impacto

La importancia económica de estructuras relacionadas a impactos de meteoritos ha sido reconocida desde hace tiempo en numerosos ejemplos en todo el mundo (Donofrio, 1981; Grieve y Masaitis, 1994). El potencial económico de estas estructuras se basa en diferentes recursos como son: minerales, geotérmicos, materiales de la construcción e hidrocarburos.

Los depósitos minerales en estructuras de impacto son muy variados, y su tipo depende de su origen, de los factores relacionados a los procesos de impacto y a la composición de la roca impactada Grieve y Masaities (1994). Estos autores sugieren que la manera más simple de agruparlos se basa en el tiempo de su formación y los dividen en tres tipos principales: (1) progenéticos, (2) singenéticos y (3) epigenéticos.

Los depósitos progenéticos son aquéllos que se originaron antes del impacto, mediante procesos terrestres de concentración. El evento de impacto ocasiona una redistribución de los minerales y frecuentemente los trae a posiciones cercanas a la superficie de la tierra. Los minerales que se explotan son principalmente hierro, uranio, y oro.

Ejemplos de estos minerales y estructuras son: El hierro del cráter de Ternovka, Ucrania. Se trata de una estructura paleozoica, altamente erosionada con un diámetro de 10 a 15 km. Las menas de hierro han sido explotadas por 50 años y se originaron por procesos metasomáticos e hidrotermales. El uranio de cráter de Carswell, Canadá. Se trata de una estructura compleja de 39 km de diámetro, de 115 Ma y profundamente erosionada. La mineralización de uranio se encuentra en el contacto entre el basamento y rocas terrigenas y se originó por intemperismo regolítico del basamento y por eventos hidrotermales. El oro y uranio de la estructura Vredefort, Africa del Sur. Es una estructura de ~300 km de diámetro, con una edad de 2 Ga y profundamente erosionada. El oro de Vredefort ha sido extraído por 100 años y además contiene uranio asociado.

Los depósitos singenéticos son aquéllos que se originaron durante el evento de impacto o inmediatamente después. Deben su origen a la energía depositada por el impacto en la zona de la estructura, lo que resulta en cambios de fases minerales y fusión de rocas. Los depósitos singenéticos de estructuras de impacto incluyen diamantes de impacto, Cu-Ni y minerales del grupo del platino en sulfuros y otros metales

Los depósitos epigenéticos son aquéllos que resultan de: a) alteración hidrotermal de brechas carbonatadas en la estructura de impacto, y b) maduración de materia orgánica en la cuenca cerrada (estructura de impacto) con sedimentación restringida. Estos depósitos se pueden formar casi

inmediatamente o mucho tiempo después del impacto. Los ejemplos más comunes son: depósitos de menas hidrotermales, hidrocarburos líquidos y gaseosos, y lutitas bituminosas. A continuación se comentan brevemente los dos primeros tipos.

Menas hidrotermales de Pb, Zn y Ag han sido reportadas de la estructura de Siljan en Suecia con un diámetro de 55 km y una edad de 368 Ma, así como otras estructuras como Crooked Creek, USA; Serpent Mound, Ohio, USA; Decaturville, USA; Sudbury en Ontario, Canadá.

Hidrocarburos en estructuras de impacto

Se han encontrado hidrocarburos en varias estructuras formadas por impacto (Donofrio, 1981; Grieve y Masaities, 1994), las más importantes como productoras de hidrocarburos son: Ames, Red Wing Creek y Avak.

La estructura Ames se localiza en Oklahoma, USA. Se trata de una estructura compleja de aproximadamente 14 km de diámetro con un pico central y de edad Ordovícico inferior. Se encuentra sepultada por 3 km de rocas sedimentarias que van desde el Ordovícico hasta el Reciente. La roca sello y la roca generadora son la misma unidad llamada lutita "Oil Creek". Tiene un espesor de ~ 60 metros y se depositó después del impacto. La roca almacenadora es la dolomita Arbuckle (Ordovícico inferior), la brecha granítica de impacto y una brecha de dolomita y granito. El granito brechado formaba parte del basamento al momento del impacto.

Con base en la producción inicial de los dos primeros años se estima que las reservas de la estructura Ames son superiores a los 50 millones de barriles de aceite y de 60 billones (60×10^9) de pies cúbicos de gas (Grieve y Masaities, 1994 y autores ahí citados). La lutita Oil Creek (Oil Creek shale) no se ha encontrado fuera de la estructura Ames. En esta estructura, el impacto produjo la trampa y también el ambiente para el depósito de las lutitas post-impacto que durante un proceso posterior de maduración generó los hidrocarburos.

La estructura Red Wing Creek se localiza en Dakota del Norte, USA y se trata de una estructura compleja de ~ 9 km de diámetro con un levantamiento central y una edad de ~ 200 Ma. La estructura está formada por carbonato y escasa arenisca y evaporita que varían en edad desde el Silúrico al Triásico y está sepultada por 1.5 km de rocas sedimentarias de edad Jurásico-Neógeno. La producción acumulada de hidrocarburos en la estructura Red Wing Creek desde su descubrimiento en 1972 y hasta 1994 era de 12.7 millones de barriles de aceite y 16.2 billones de pies cúbicos de gas Pickard (1994 citado por Grieve and Masaities, 1994). Se ha estimado que la brecha del levantamiento central contiene más de 130 millones de barriles de aceite y 100 billones (100×10^9) de pies cúbicos de gas.

En el caso de la estructura Red Wing Creek el impacto fue responsable de la formación de la roca almacenadora, pero no de la formación de la roca generadora.

La estructura Avak se localiza en la planicie costera del Océano Artico de Alaska. Está sepultada por sedimentos del Pleistoceno Tardío y Cuaternario y afecta a rocas del Paleozoico y Cretácico, por lo tanto su edad está situada entre 95 y 3 Ma. La forma de la estructura Avak corresponde a una estructura compleja de impacto de 12 km de diámetro y está rodeada por fallas lístricas que definen su margen; también tiene un canal o depresión anular y un levantamiento central. En un pozo perforado en la estructura se encontró aceite, pero en cantidades no comerciales. No obstante existen tres campos South Barrow, East Barrow y Sikulik que son post impacto y están relacionados a la estructura Avak y contienen gas. Estos campos se encuentran fuera de la estructura y se formaron por fallamiento lístrico del margen del cráter. Este fallamiento puso a las Lutitas Torok del Cretácico Temprano en contacto sobre las Arenas Barrow del Jurásico Inferior, creando un efectivo sello estructural. De estos tres campos solamente los dos primeros están siendo explotados actualmente y la recuperación primaria de gas se estima en 37 billones ((50×10^9)) de pies cúbicos.

Las brechas del límite K/T del SE de México

Las brechas productoras de hidrocarburos del límite K/T están relacionadas al impacto que formó la estructura de Chicxulub en la Península de Yucatán (Hildebrand *et al.*, 1991; Campos-Enriquez *et al.*, 1997; 1998). Estas brechas fueron descubiertas desde 1976 mediante el Pozo Chac-1, por la compañía estatal mexicana de petróleo PEMEX (Meneses de Gyves, 1980; Santiago Acevedo *et al.*, 1984). El volumen original probado de aceite del Complejo Cantarell, el campo

más importante de la Sonda de Campeche, es de ~ 35 000 millones de barriles, de estos se ha producido al 31 de diciembre de 1998, la cantidad de ~ 7000 millones de barriles de aceite (PEMEX Exploración-Producción, 1999). Se estima que entre el 60 y 70 % de la producción total se encuentra en la brecha del límite K/T (Jesus García, comunicación personal).

Importancia petrolera de las brechas del límite K/T

En los trabajos de exploración y sobre todo en el proceso de explotación petrolera es muy importante reconocer las diferentes facies sedimentológicas y diagenéticas de un yacimiento porque generalmente de esto depende la distribución de la porosidad y permeabilidad del mismo. En el caso que nos ocupa, debido a que la brecha y el resto de la secuencia carbonatada clástica se originó a consecuencia de un evento geológicamente instantáneo, para entender el mecanismo de depósito no se pueden aplicar los métodos sedimentológicos y/o estratigráficos de manera tradicional. Para explicar las relaciones de superposición y los procesos o mecanismos de sedimentación o emplazamiento implicados en la formación de las diferentes litofacies fue necesario interpretar el depósito de la brecha considerando las características físicas del impacto en Chicxulub y las condiciones de sedimentación imperantes sobre y alrededor de las plataformas de Yucatán, de Campeche y Chiapas-Tabasco durante el Maastrichtiano Tardío.

La hipótesis que se propone tiene que ver con el mecanismo de emplazamiento de materiales desencadenados por el impacto y la estratigrafía y petrología de las

rocas carbonatadas preexistentes que fueron afectadas por este evento. Estos carbonatos fueron la fuente principal de los fragmentos que componen la secuencia clástica carbonatada que incluye la brecha inferior carbonatada, la brecha balística, la capa de expulsión, la brecha superior y la capa de arcilla. Estas fuentes son, para fines prácticos, de cuatro tipos principales: (1) calizas someras y evaporíticas de la plataforma de Yucatán, (2) calizas arrecifales de borde de plataforma, (3) calizas hemipelágicas y pelágicas de la plataforma externa y del pie del talud, y (4) las rocas graníticas y del basamento de la plataforma de Yucatán. La idea es que, como consecuencia de los mecanismos de depósito del evento del límite K/T, la brecha debe poseer una "estratificación" interna de los fragmentos que la componen, lo que es un reflejo del orden cronológico de la sedimentación de sus componentes. Por sus características petrológicas, las tres fuentes carbonatadas principales (excluyendo las rocas graníticas de basamento) presentan características de composición y porosidad diferentes. Las calizas someras de plataforma tenían texturas y porosidades típicas de ese ambiente de depósito como son la porosidad intergranular, fenestral y móldica. Además, debido a su origen somero, son más susceptibles a la exposición a agua meteórica lo que pudo iniciar una evolución diagenética que debió alterar la porosidad primaria ensanchándola por disolución y originando porosidad secundaria (ensanchamiento por disolución de porosidad móldica, fenestral y de fracturas), como ha sido documentado en numerosas muestras.

Asimismo, por su propia estructura esquelética, los fragmentos de rocas arrecifales compuestas por rudistas y/o corales y algas, tienden a preservar porosidades

primarias importantes y su composición aragonítica inicial las hace susceptibles a eventos de disolución posteriores a su depósito que incrementan su porosidad. En contraste, por su contenido arcilloso y micrítico, las calizas hemipelágicas y pelágicas tienden a tener mucho menor porosidad y generalmente también menor permeabilidad. Con base en esta idea y considerando que han ocurrido fenómenos diagenéticos (disolución y cementación) durante el proceso de sepultamiento profundo de la brecha, podemos predecir que pueden existir características de porosidad y permeabilidad contrastantes dependiendo del nivel estratigráfico de la unidad que nos ocupa, siendo la secuencia carbonatada clástica del límite K/T la que presenta mejores características de roca almacenadora de hidrocarburos.

Distribución de las brechas del límite K/T

La Tabla VII muestra las diferentes brechas que han sido reportadas sobre la paleoplateforma de Yucatán y en localidades cercanas. Las brechas de fusión, la brecha suevita y la brecha tipo Bunte, se depositaron en la estructura de Chicxulub, aunque los dos últimos tipos también se depositaron en lugares distantes (> 300 km) del centro del cráter (Ocampo *et al.*, 1996; Pope *et al.*, 1999). La brecha de carbonatos inducida por el impacto se depositó en aguas marinas de cuenca; la brecha balística se observó mezclada con polvo de carbonato y vidrio alterado (devitrificado) sobre capas de carbonatos someros dolomitizados del Cretácico Tardío en localidades de Quintana Roo y Belice, y también debió depositarse en las zonas de talud de la plataforma de Campeche, y finalmente, la

Tabla VII. Tipos de brecha del límite K/T reportadas alrededor de la Península de Yucatán

	Tipo de Brecha	Composición litológica	Localización	Lugar del depósito	Espesor	Referencia
1	Brecha de fusión	Fragmentos fundidos y semifundidos de basamento, minerales con estructuras de impacto y fragmentos de carbonatos	Cráter Chicxulub	Cráter Chicxulub	?	<i>Cedillo et al., 1993, Grajales et al., 1996, 1997, Sharpton et al., 1996</i>
2	Brecha suevita	Fragmentos de rocas semifundidas y deformadas, minerales chocados y vidrio	Cráter Chicxulub	Cráter Chicxulub	~ 300 metros	<i>Sharpton et al., 1996</i>
3	Brecha Bunte (equivalente)	Fragmentos de anhidrita y dolomita	Cráter Chicxulub	Plataforma somera alrededor del cráter	~ 500 a 600 metros	<i>Sharpton et al., 1996</i> Este trabajo
4	Brecha de carbonatos	Fragmentos de calizas, dolomías y evaporitas. Las calizas pueden ser lagunares, de plataforma y hemipelágicas	Sonda de Campeche, afloramientos de Tabasco y Chiapas; afloramientos de Cuba	Talud de plataforma	México de 40 a 300 metros. En Cuba de 10 a 450 metros	<i>Meneses de Gyves, 1980; Quezada, 1990; Vega et al., 1993; Montanari et al., 1994; Grajales et al., 1996, 1997 y Grajales et al., 2000; Pszczólkowski, 1985; Kiyokawa, et al., 1999, Takayama, et al., 1999</i>
5	Brecha superior, por tsunamis	Fragmentos de calizas y dolomía sin matriz o con matriz de ejecta	Sonda de Campeche y afloramientos de Tabasco y Chiapas	Talud de la plataforma	20 a 30 metros	<i>Grajales et al., 2000</i>
6	Brecha balística	Fragmentos de calizas y dolomías con matriz de ejecta	Belice, Quintana Roo y Campeche	Plataforma somera evaporítica	~ 20 metros	<i>Ocampo et al., 1996. Soc. Planet (1998)</i> Este trabajo

brecha conglomerática superior compuesta por fragmentos de calizas y dolomías asociados a material de expulsión se observó en núcleos de pozos de la Sonda Marina de Campeche y en afloramientos de Guayal y Bochil. En el subsuelo de Campeche, esta brecha superior se encuentra a manera de lentes intercalada en el ejecta o sobre él y puede o no estar dolomitizada. De las unidades de brechas antes mencionadas solo la brecha de carbonatos depositada en la cuenca y posteriormente dolomitizada, tiene importancia económica como roca almacenadora de hidrocarburos. Esta brecha junto con la unidad de "ejecta" que le sobreyace forman una parte primordial (roca almacén y roca sello) de los yacimientos de hidrocarburos de la Sonda Marina de Campeche.

Desde el descubrimiento de los campos petroleros de la zona marina, la brecha dolomitizada del K/T es considerada como un objetivo principal en las perforaciones con fines exploratorios y de producción de PEMEX (PEP, 1999).

Las excelentes características de roca almacenadora de hidrocarburos de la brecha del subsuelo de la plataforma marina de Campeche la convirtieron en una de las unidades litoestratigráficas más importantes en el Sureste de México. De esta unidad se extrae del 60 al 70 % de la producción nacional, principalmente del Campo Cantarell (PEMEX-Exploración y Producción, 1999; Meneses de Gyves, 1981).

El trabajo desarrollado en esta tesis aporta información que permite predecir la presencia alrededor de la plataforma de Yucatán en aguas territoriales de México y de Cuba de roca almacenadora, principalmente brecha, y la roca sello, formada por carbonato y arcilla proveniente de la alteración de vidrio del material de expulsión (ejecta).

El estudio sedimentológico y diagenético aporta información que permite determinar la arquitectura del yacimiento de Cantarell y entender la distribución de la porosidad en el mismo. Esta información es indispensable para cargar datos relativos a porosidad, permeabilidad y distribución litológica de un simulador de yacimientos para los procesos de explotación del mismo.

CAPÍTULO X

10. DISCUSIÓN FINAL Y CONCLUSIONES

Sedimentología y estratigrafía

Las evidencias sedimentológicas, mineralógicas, estratigráficas y químicas de la secuencia carbonatada clástica estudiada permiten interpretar y concluir lo siguiente:

- (1) La secuencia descansa directamente sobre calizas hemipelágicas del Maastrichtiano Medio-Tardío y está cubierta por calizas arcillosas y margas pelágicas de la base del Daniano, por lo tanto es de edad límite K/T.
- (2) La secuencia de la zona marina y en Guayal y Bochil está gradada desde brecha en la base, pasando por microbrecha, arenas calcáreas, limolitas y arcillitas en la cima, lo que sugiere, junto con la edad y el ambiente de depósito de las rocas infra y suprayacentes, que se depositó en el piso marino en ambiente pelágicos mediante un flujo de escombros.
- (3) En las litofacies de la parte superior de la secuencia se encontró mineralogía exótica compuesta por cuarzo y feldespatos con estructuras planares de deformación, vidrio alterado, lapilli acrecionario y la anomalía de iridio, lo que permite concluir que el depósito y origen de la secuencia carbonatada clástica fue inducido por el impacto que ocurrió en la Plataforma de Yucatán hace 65 Ma.

Dolomitización

Los datos litológicos, petrográficos, químicos e isotópicos obtenidos en la secuencia carbonatada clástica dolomitizada del subsuelo de la Sonda Marina de Campeche permiten concluir que:

- (1) un volumen importante de los litoclastos de la brecha presentan porosidad móldica; estos fragmentos están asociados a litoclastos con porosidad fenestral y con cemento isopaco fibroso y radial fibroso que son típicos de ambientes diagenéticos someros (marina freática).
- (2) un gran volumen de la porosidad vugular se debió a la actuación de soluciones ácidas provenientes probablemente de los fluidos que resultan de la expulsión de hidrocarburos y que son ricos en ácidos orgánicos. En muchas de las muestras estudiadas, esta disolución es anterior a la etapa de dolomitización que cementó parcialmente algunos de estos vúgulos y fracturas. La presencia de inclusiones de hidrocarburos en cristales de dolomita confirma que la dolomitización ocurrió durante y después de la migración de hidrocarburos.
- (3) la firma isotópica altamente radiogénica en ^{87}Sr y la baja concentración de Sr elemental en los cristales de dolomita de la brecha sugieren que la dolomita se formó a partir de una mezcla de agua marina neógena con fluidos originados de la expulsión de agua de lutitas orgánicas durante la generación de hidrocarburos. Sin embargo, las bajas concentraciones de Fe y Mn sugieren que el agua neógena fue aportada en mayor proporción y diluyó la concentración de esos elementos en la mezcla. Alternativamente, la baja concentración de Fe en los cristales de dolomita puede deberse a que los fluidos dolomitizantes estuvieron en un ambiente altamente reductor donde el fierro reducido se incorpora preferentemente en la pirita no quedando disponibilidad de este elemento para incorporarse en la dolomita.

(4) se distinguen cinco tipos de cristales de dolomita en la secuencia carbonatada del límite K/T, cuatro están directamente relacionados a tres unidades estratigráficas específicas. De arriba hacia abajo estas son: (1) la dolomita del sello superior (ejecta), (2) la dolomita de la brecha conglomerática superior; (3 y 4) la dolomita de reemplazamiento y el cemento barroco de dolomita de la brecha inferior. El quinto tipo corresponde a fragmentos de dolomía cristalina que fueron dolomitizados fuera de la cuenca de depósito. Las dos primeras dolomitas se formaron en un ambiente cerrado con poca circulación de fluidos. El Mn y Fe abundante lo tomaron de la descomposición de material de expulsión compuesto por vidrio alterado y fragmentos de fusión provenientes de rocas terrígenas y del basamento en la zona de impacto de Chicxulub. Los tipos 3 y 4, en contraste, se formaron en un ambiente diagenético abierto de sepultamiento profundo con abundante circulación de fluidos a alta temperatura que dieron lugar a la formación de dolomita barroca.

(5) Cualquiera que sea el origen del fluido que dolomitizó que formó los tipos 3 y 4 de la brecha inferior, es evidente que era rico en Mg y por tanto debió tener un componente importante de agua marina normal o hipersalina marina. Este fluido debió circular abundantemente para poder dolomitizar la brecha inferior ayudado por las altas temperaturas debidas a sepultamiento profundo. Es claro también que otro requisito indispensable fue la alta porosidad y permeabilidad de la roca en cuestión.

Importancia económico-petrolera

Dos son las áreas donde este estudio tiene aplicación e importancia petrolera: (1) en exploración y (2) geología de yacimientos.

En los trabajos de exploración los resultados obtenidos permiten predecir la presencia de roca almacenadora y sello en áreas extensas alrededor de la

Península de Yucatán, aunque quedaría por definirse la presencia y grado de madurez de la roca generadora.

En los trabajos de geología de yacimientos, los resultados obtenidos permiten definir la arquitectura del yacimiento y ayudan a interpretar la distribución de la porosidad y de las zonas donde ésta ha sido cementada. Por tanto, dichos resultados aportan información indispensable en la caracterización de yacimientos.

REFERENCIAS

- Aharon, P., Socki, R.A. and Chan, L., 1987, Dolomitization of atolls by sea water convection flow: test of a hypothesis at Niue, South Pacific, *Journal of Geology*, v. 95, p. 187-203.
- Allan, J.R. and Wiggins, W.D., 1993, Dolomite Reservoirs: Geochemical techniques for evaluating origin and distribution, AAPG Continuing Education Course Note Series #36, 129 p.
- Alvarez, W., 1994, Chicxulub y la teoría del impacto como causa de las extinciones en masa en el límite Cretácico-Terciario, *Revista Soc. Mexicana de Paleontología*, v. 7, no. 1, p.1-13
- Alvarez, W., 1997, T. Rex and the crater of Doom, Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 185 p.
- Alvarez, L.W., Alvarez, W., Asaro, F., and Michel, H.V., 1980, Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction: *Science*, V. 208, p. 1095-1108.
- Alvarez, W., Claeys, P. and Kieffer, S.W., 1995, Emplacement of Cretaceous-Tertiary boundary shocked quartz from Chicxulub crater: *Science*, v. 269, p.930-935
- Alvarez, W., Grajales-Nishimura, J.M.; Martínez S., R.; Romero M. P.R.; Ruiz L., E.; Guzmán R., M.J.; Zambrano A., M.; Swinburne, N.H.M.; and Margolis, S.V., 1992b, The Cretaceous-Tertiary boundary impact-tsunami deposit in NE Mexico: Geological Society of America Annual Meeting, p. A331.
- Alvarez, W., Smit, J., Lowrie, W., Asaro, F., Margolis, S. V., Claeys, P., Kastner, M., and Hildebrand, A.R., 1992a, Proximal impact deposits at the Cretaceous-Tertiary boundary in the Gulf of Mexico: A restudy of DSDP Leg 77 Sites 536 and 540: *Geology*, v.20, p. 697-700.
- Aquino-López, J.A., 1999, El gigante Cantarell: un ejemplo de producción mejorada, Tercera Conferencia Internacional Conjunta AMGP/AAPG, Revitalización de Provincias Petrolíferas Maduras, Veracruz, Veracruz. CD
- Aranda-García, Mario, 1999, Evolution of Neogene contractional growth structures, Southern Gulf of Mexico: The University of Texas at Austin, M. Sc. Thesis, 169 p.
- Arenillas, I., Alegret, L., Arz, J.A. Liesa, C., Meléndez, A., Molina, E., Soria, A. R., Cedillo-Pardo, E., Grajales-Nishimura, J. M., Rosales-Domínguez, C., 2000. Cretaceous/Tertiary boundary planktic foraminiferal mass extinction and biochronology at the La Ceiba, Bochil (México) and El Kef (Tunisia) stratotypes: Timing of K/T units, Geological Society of America Special Paper.
- Arz, J.A. Arenillas, I, Soria, A.R., Alegret, L., Grajales-Nishimura, J.M., Liesa, C.L., Meléndez, A., Molina, E., Rosales-Domínguez, M.C., (en prensa) Micropaleontology and Sedimentology across the Cretaceous/Tertiary boundary at La Ceiba (Mexico): impact-generated sediment gravity flows. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Banner, J.L. and Hanson, G.N., 1990, Calculation of simultaneous isotopic and trace element variation during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis, *Geochim. Et Cosmochim. Acta*, V. 54, p. 3123-3137.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, III, C.C., and Aubry, M-P. 1995, A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy, en W.A. Berggren, D.V. Kent, M-P. Aubry and J. Hardenbol (eds.), Geochronology, Time Scales and global stratigraphic correlation, SEPM Special Publication No. 54, p.129-212

Bhandari N., Shukla, P.N., Ghevariya, Z.G. and Sundaram, S.M., 1996, K/T boundary layer in Deccan Intertrappeans at Anjar, Kutch, in Ryder, G., Fastovsky, D., and Gartner, S., eds., *The Cretaceous-Tertiary Event and other Catastrophes in Earth History*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special paper 307, p. 417-424.

Blum, J.D., and Chamberlain, C.P., 1992, Oxygen isotope constraints on the origin of impact glasses from the Cretaceous-Tertiary boundary: *Science*, v. 257, p.1104-1107.

Blum, J.D., Chamberlain, C.P., Hingston, M.P., Koeberl, C., Marin, L.E., Schuraytz, B.C., and Sharpton, V., 1993, Isotopic comparison of K/T boundary impacts glasses with melt rock from the Chicxulub and Manson impact structures: *Nature*, v.364, p. 325-327.

Bodnar, R.J., 1992, Revised equation and table for freezing point depressions of H₂O-salt fluid inclusions (abs): PACROFI IV, Program and abstracts, Lake Arrowhead, CA, v. 14, p.15.

Bohor, B.F., 1996, A Sediment gravity flow hypothesis for siliciclastic units at the K/T boundary, northeastern, Mexico, in Ryder, G., Fastovsky, D. and Gartner, S., (eds.), *The Cretaceous-Tertiary Event and other Catastrophes in Earth History*: Boulder, Colorado, GSA Special Paper 307, p.151-186.

Bohor, B. F., and Betterton, W.J., 1993, Arroyo el Mimbral, Mexico, K/T unit: origin as debris-flow/turbidite, not a tsunami deposit [abs.]: Lunar and Planetary Science Conference XXIV, Houston, Texas, Lunar and Planetary Institute, p. 143-144.

Bohor, B.F., Foord, E.E., Modreski, F.J. and Triplehorn, D.M., 1984, Mineralogic evidence for an impact event at the Cretaceous-Tertiary boundary, *Science*, v.224, p.867-869.

Bourgeois, J., Hansen, T.A., Wiberg, P.L. and Kauffman, E.G., 1988, A tsunami deposits at the Cretaceous-Tertiary boundary in Texas: *Science*, v.241, p. 567-570.

Bralower, T.J., Leckie, R.M., Sliter, W.V. and Thierstein, H.R., 1995, An integrated cretaceous microfossil biostratigraphy, in Berggren, W.A, Kent,D.V., Aubry, Marie-Pierre and Hardenbol, J., (eds.) *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations*. SEPM Special Publication No. 54, p.65-79.

Bralower, T., Paull, Ch. K., and Leckie, R.M., 1998, The Cretaceous-Tertiary boundary cocktail: Chicxulub impact triggers margin collapse and extensive sediment gravity flows: *Geology*, v. 26,no. 4, p. 331-334.

Burke, W.H., R.E. Denison, E.A.Hetherington, R.B. Koepnick, H.F. Nelson, J.B. Otto, 1982, Variation of sea water Sr-87/86 throughout Phanerozoic time, *Geology*, v.10, 516-519.

Camargo Zanoguera, A.y Suárez Reynoso, G., 1994, Evidencia sísmica del cráter de impacto de Chicxulub, *Boletín de la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración*, v.34, p. 1-28.

Campos-Enríquez, J.O., J.A. Arzate, J. Urrutia-Fucugauchi. and O. Delgado-Ramírez (1997). The subsurface structure of the Chicxulub crater (Yucatan, Mexico): preliminary results of a magnetotelluric study, *The Leading Edge*, 16, 1774-1777.

Campos-Enríquez, J.O., H.F. Morales-Rodríguez, F. Domínguez-Méndez, and F.S. Birch (1998). Gauss's theorem, mass deficiency at Chicxulub crater (Yucatan, Mexico), and the extinction of the dinosaurs, *Geophysics*, 63, 1585-1594.

Castañón H.J.L. y Medina F., U., 1991, Hojas geológicas del Prospecto Azufrito-Potioja, Informe No. 956, Gerencia de Exploración Región Sur, PEMEX, (Inédito)

Cedillo Pardo, E., Grajales Nishimura, J.M., Murillo Muñetón, G., Martínez Ibarra, R., Ugarte Hernández, M., García Hernández, J. y Romero Peñaloza, R., 2000, Procesos Diagenéticos Asociados al Fracturamiento y Litología del Campo Cantarell: Instituto Mexicano del Petróleo-Pemex, Programa de Yacimientos Naturalmente Fracturados, Proyecto P.935/D.00002, Informe Semestral, 58 p.

Choquette, P.W., and James, L.C., 1970, Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 54, p. 207-250.

Choquette, P.W. and Pray, L.C. 1970; Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates: *AAPG Bulletin*, v. 54, p.207-250.

Claeys, P., 1995, When the sky fell on our heads: Identification and interpretation of impact products in the sedimentary record, *Reviews of Geophysics*, Supplement, American Geophysical Union, p. 95-100.

Courtillot, V., Besse, J., Vandamme, D., Montigny, R., Jaeger, J.-J., and Cappetta, H., 1996, Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary boundary?: *Earth and Planetary Science Letters*, v.80, p.361-374

DePaolo, D.J., 1986, Detailed record of the Neogene Sr isotopic evolution of seawater from DSDP site 590 B, *Geology*, v. 14, 103-106.

DePaolo, D.J. and B.L. Ingram, 1985, High-Resolution stratigraphy with Strontium isotopes, *Science*, v. 227, 938-941.

Donofrio, R.R., 1981, Impact craters: implications for basement hydrocarbon production: *Journal of Petroleum Geology*, v. 3, p. 279-302.

Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture: in, Ham, W.E., ed., Classifications of Carbonate Rocks –a Symposium: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Memoir 1, p. 108-121.

Elderfield, H., 1986, Strontium isotope stratigraphy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 57, 71-90.

Esteban, M. y Klappa, C.F. (1983): Subaerial exposure environment. En: Carbonate depositional environments (P.A. Scholle, D.G. Bubout y C.H. Moore, Eds.), American Association of Petroleum Geologists., Memoire 33: 1-54.

Folk, R.L., 1962, Spectral subdivision of limestone types, En: Classification of carbonate rocks (ed by W.E. Ham), *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.1, p. 62-84.

Fouke, B., 1994, Deposition, diagenesis, and dolomitization of Neogene Seroe Domi Formation coral reef limestones on Curacao, Netherlands Antilles: Publications Foundation for scientific Research in the Caribbean region, Amsterdam 134, 182 p.

Fouke, B., Zerkle, A.L., Alvarez, W., Pope, K.O., Ocampo, A.C., Fischer, A.G., Grajales-Nishimura, J.M., Claeys, P. and Smit, J., *en prensa*, Paleoenvironmental reconstruction of the KT impact event from proximal sedimentary Ejecta, Albion Island, Belize, *Sedimentology*.

Fourcade, E., Alonzo, M., Barrillas, M., Bellier, J.-P., Bonneau, M., Cosillo, A., Cros, P., Debrabant, P., Gardin, S., Masure, E., Philip, J., Renard, M., Rocchia, R. y Romero Jorge., 1997, The K/T boundary in Southwestern Petén (Guatemala), *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. 325, série IIa, p. 57-64.

Fourcade, E., Rocchia, R., Gardin, S., Bellier, J.-P., Debrabant, P., Masure, E., Robin, E., Toni Pop, W., 1998, Age of the Guatemala breccias around the Cretaceous-Tertiary boundary: relationships with the asteroid impact on the Yucatán: *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, v. 327, p. 47-53.

Frazzetta Giovanni, Luigila Volpe and Michael F. Sheridan, 1989, Interpretation of emplacement units in recent surge deposits on Lipari, Italy., *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 37, p. 339-350.

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

González G.R. and Holguín, Q.N., 1992, Las rocas generadoras de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. v.42, p. 9-23.

González-Lara, J.C., 2000. Le Paléocène du Chiapas (SE du Mexique) : Biostratigraphie, Sédimentologie et Stratigraphie Séquentielle. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier-Grenoble 1 Sciences & Géographie, France, pages 236

Grajales-Nishimura, J. M. y Carreño, A.L. 2000. Application of the sea-water $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve in Neogene sedimentary sequences of Baja California Peninsula, Mexico. V International Meeting on Geology of the Baja California Peninsula, Peninsular Geological Society, Loreto Baja California Sur, April 25-May 1st. 2000 p. 71-72.

Grajales-Nishimura, J.M., Carreño, A.L., Padilla-Avila, P., Sánchez-Ríos, M.A. Pérez-Cruz, Ligia; Morán-Zenteno, D., Schaaf, P. Y Morales-Contreras, J.J., 1997, Fechamiento de secuencias sedimentarias en México por correlación con la curva de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del agua de mar, *INAGEQ*, v.3, p. 311

Grajales-Nishimura, J.M., Cedillo-Pardo, E., Rosales-Domínguez, M.C., Moran-Centeno, D.J., Alvarez, W., Claeys, P., Ruiz-Morales, J., Garcia-Hernandez, J., Padilla-Avila, P., and Sanchez-Rios, A., 2000: Chicxulub impact: the origin of reservoir and seal facies in the southeastern Mexico oil fields: *Geology*, v. 28, p. 307-310.

Grajales, J.M., Morán, D.J., Padilla, P., Sánchez, M.A., Cedillo, E. and Alvarez, W., 1996, The Lomas Tristes Breccia: A KT impact-related breccia from southern México: *Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs*, v 28, n.7 p. A-183.

Graup, G. 1981, Terrestrial chondrules, glass spherules, and accretionary lapilli from the suevite, Ries Crater, Germany: *Earth Planet. Science Letters*, v. 55, p. 407-418.

Grieve, R.A.F., Langenhorst, F. and Stöffler, D., 1996, Shock metamorphism of quartz in nature and experiment: II significance in geoscience. *Meteoritics and Planetary Science*, v.31, p. 6-35.

Grieve, R.A.F., and Masaities, V.L., 1994, The Economic Potential of Terrestrial Impact Craters: *International Geology Review*, v.36, p.105-151.

Gurpinar, O., Kalbus, J. and List, D.F., 2000, Numerical modeling of a large, Naturally Fractured oil Complex; Society of Petroleum Engineers, International Petroleum Conference and Exhibition in México, CD

Harris, R.M., Kendall, Ch. G. St. and Lerche, I., 1985, Carbonate cementation- A brief review; in Carbonate cements, N. Schneidermann and P.M. Harris, eds., *SEPM Special Publication No. 36*, pp. 79-95.

Hernández-García, R., 1994, Cretaceous carbonate breccia reservoirs of the Campeche Area, Mexico, in First Joint AAPG/AMGP Research Conference, Geological Aspects of Petroleum System, Mexico, D.F., October 2-6, p. 19-22.

Hernández-García, S. 1993, Subsistema almacenador en los horizontes Cretácico Superior y Eoceno Medio de la Región Marina: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, I Simposio de Geología del Subsuelo "El Sistema Petrolífero y su evaluación, Cd., del Carmen Campeche, p. 79-83.

Hess, J., M.L. Bender, J-G Schilling, 1986, Evolution of the ratio of Strontium-87 to Strontium-86 in seawater from Cretaceous to present, *Science*, V. 231, p. 979-984.

Hildebrand, A.R., Bonis, S., Smit, J., and Attrep, M., 1993, Cretaceous/Tertiary boundary deposits in Guatemala: Evidence for impact waves and slumping on a platform scale? Sociedad Mexicana de Paleontología, A.C., IV Congreso Nacional de Paleontología, p.133-138. Mon, Aug 19, 1996

Hildebrand, A.R., Penfield, G.T., Kring, D.A., Pilkington, M., Camargo Z. A., Jacobsen, S.B., and Boynton, W.V., 1991, Chicxulub crater: a possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatán Peninsula, México. *Geology*, v. 19, p. 867-871.

Hörz, F., Ostertag, R. and Rainey, D.A, 1983, Bunte Breccia of the Ries: continuous deposits of large impact craters, *Review Geophysics and Space Physics*, v.21, no.8, p. 1667-1725.

Howarth, R.J. y McArthur, 1997, Statistics for Strontium Isotope Stratigraphy: A robust LOWESS fit to the marine Sr-isotope curve for 0 to 206 Ma, with look-up table for derivation of numerical age: *Journal of Geology*, v.105, no.4, p. 441-456.

Hunt, J.M., 1996, Petroleum geochemistry and Geology: Freeman and Company, Second edition, 743 p.

Jones, G., Whitaker, F., Smart, P., and Sanford, W., 2000, Numerical modeling of geothermal and reflux circulation in Enewetak Atoll: implications for dolomitization, *Journal of Geochemical Exploration*, v.69-70, p. 71-75.

Keller, G., Barrera, E., Schmitz, B. and Mattson, E., 1993a, Gradual mass extinction, species survivorship, and long-term environmental changes across the Cretaceous-Tertiary boundary in high latitudes, *GSA Bulletin*, v.105, n. 8, p. 979-997.

Keller, G., MacLeod, N., Lyons, J.B. and Officer, C.B., 1993b, Is there evidence for Cretaceous-Tertiary boundary-age deep-water deposits in the Caribbean and Gulf of Mexico?, *Geology*, v. 21, n. 9, p. 776-780.

King, Jr., D.T., 1996, Cretaceous-Tertiary boundary stratigraphy near San Antonio, Orange Walk District, Belize, Central America, Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies, v. 46, p. 213-217.

Kiyokawa, S., Tada, R., Matsui, T., Tajika, E., Takayama, H., and M. A. Iturralde-Vinent, 1999, Extraordinary thick K/T boundary sequence, Cacarajicara Formation, Western Cuba, Lunar and Planetary Science XXX, Abstract #1577 CD-Rom: Houston Texas, Lunar and Planetary Institute.

Klappa, C. F., 1978, Biolithogenesis of *Microcodium*: Elucidation: *Sedimentology*, v. 25, p. 489-522.

Koepnick, R.B., W.H. Burke, R.E. Denison, E.A. Hetherington, H.F. Nelson, J.B. Otto and L.E. Waite, 1985, Construction of the sea water $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curve for the Cenozoic and Cretaceous: supporting data., *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, v. 58, 55-81.

Kupecz, J.A., Montañez, I.P. and Gao, G., 1993, Recrystallization of dolomite with time, en R. Rezak, D.L.Lavoie (eds), *Carbonate Microfabrics, Frontiers in Sedimentary Geology*, Springer-Verlag, p.187-193.

Land, L.S., 1982, Introduction to dolomites and dolomitization, *AAPG, Course Notes*, 29 p.

Land, L.S., 1985, The origin of massive dolomite: *Journal of Geological Education*, v. 33, p. 112-130.

Land, L.S., 1991, Dolomitization of the Hope Gate Formation (North Jamaica) by seawater: reassessment of mixing-zone dolomite, in Taylor, H.P.J., O'Neil, J.R. and Kaplan, I.R., ed., *Stable Isotope Geochemistry, Volume 3: Spec. Publ., Geochem. Soc. Spec. Pub.*, p. 121-133.

Limón-González, M., Cedillo-Pardo, E., Quezada-Muñetón, J.M., Grajales-Nishimura, J.M., Alvarez, W., Hildebrand, A. R., Sánchez-Ríos, M.A., Rosales Dominguez, M.C. and González-Casildo, V., 1994, Cretaceous-Tertiary boundary sedimentary breccias from southern Mexico: Normal sedimentary deposits or impact related breccias?: *AAPG, Annual convention, Denver, CO*, v. 3, p.199.

Longman, M.W., 1980, Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments: *AAPG Bulletin*, v. 64, n.4, p. 461-487.

Longoria, J.F and Grajales-Nishimura, J.M., 1993, Field trip guide to selected K/T boundary localities in Tamaulipas and Nuevo León, Northeast Mexico, *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, v.6, no.2, pp. 73-85.

López Ortiz, R., 1962, Geología y posibilidades petroleras de los sedimentos cretácicos en la parte sureste del frente de la sierra madre de Chiapas: *Bol. Asoc. Mexicana de Geólogos Petroleros*, v.14, n5-6, p.135-151

López Ramos, E., 1979, *Geología de México, Tomo 3*, 446 p., México, D.F.

Loucks, R.G., 1999, Paleocave carbonate reservoirs: origins, burial-depth modifications, spatial complexity and reservoir implications, *AAPG Bulletin*, v. 83, n. 11, p. 1795-1834.

Lucia, F.J., 1999, *Carbonate Reservoir Characterization*: Springer-Verlag: Berlin, 226 p.

Lumsden, D.N., 1988, Characteristic of deep marine dolomite, *Journal Sed. Petrology*, v.58, P. 1023-1031.

Lyons, J.B. and Officer, C.B., 1992, Mineralogy and petrology of the Haiti Cretaceous/Tertiary section: *Earth and Planetary Science Letters*, v.109, p.205-224.

Macdougall, J.D., 1988, Seawater strontium isotopes, acid rain, and the Cretaceous-Tertiary boundary, *Science*, v. 239, 485-487.

Mallinson, D.J. Compton J.S., Snyder S.W. and D.A. Hodell, 1994, Strontium isotopes and Miocene sequence stratigraphy across the northeast Florida platform: *Jour. Sed. Research*, v.B64, n. 3, 392-407.

Malone, M.J., Baker, P.A. and Burns, S.J., 1994, Recrystallization of dolomite: evidence from the Monterrey Formation (Miocene), California, *Sedimentology*, v. 41, p. 1223-1239.

Martínez-Ibarra, R., Cedillo-Pardo E., and Grajales-Nishimura, J.M., 2000, Early hydrocarbon migration in the Cantarell Field, Southeastern Mexico: constraints from fluid inclusions, AAPG Annual Convention, New Orleans, A93.

McArthur, J.M., 1994, Recent trends in Strontium isotope stratigraphy, *Terra Nova*, v.6, p. 331-358

McArthur J.M., J. Burnett, and J.M. Hancock, 1992, strontium isotopes at K/T boundary, *Nature*, v. 355, p.28.

McArthur, J.M., Thirlwall, M.F., Chen, M., Gale, A.S. and Kennedy, W.J., 1993,, Strontium isotope stratigraphy in the Late Cretaceous: Numerical calibration of the Sr isotope curve and intercontinental calibration for the Campanian: *Paleoceanography*, v. 8, n. 6, p. 859-873.

McNeil, D.H. and K.G. Miller, 1990, High latitude application of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: correlation of Nuwok beds on North Slope, Alaska, to standard Oligocene chronostratigraphy, *Geology*, v. 18, p. 415-418.

Medina de la Paz, J. y Duran Rodriguez, V., 1991, Sección estratigráfica Bochil-Soyaló-1, Prospecto Bochil, PEMEX, Zona Sureste (Villahermosa) (Inédito).

Melosh, H.J., 1989, Impact Cratering: A geologic process, Oxford Monographs on geology and geophysics # 11, New York, Oxford University Press, 245 p.

Meneses de Gyves, J., 1980, Geología de la Sonda de Campeche: *Boletín Asociación Mexicana Geólogos Petroleros*, v. 32, n. 1, p. 1-26.

Michaud, F., 1987, Stratigraphie et Paléographie du Mésozoïque du Chiapas (Sud-Est. Mexique), [Thèse de Doctorat]: Université Pierre et Marie Curie, Paris Mémoire de Stratigraphie 6, 301 p.

Miller, K.G., M.D. Feigenson, D.V. Kent, and R.K. Olsson, 1988, Upper Eocene to Oligocene isotope ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) standard section, Deep Sea Drilling Project site 522, *Paleoceanography*, v. 3, N.2, pags. 223-233.

Moore, C. H., 1989, Carbonate Diagenesis and Porosity, *Developments in Sedimentology 46*: Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam: 338 p.

Moore, J. G., 1967, Base surges in recent volcanic eruptions: *Bull. Volcanol.*, v.31, p.337-363.

Moore, J. G. and Peck, D. L., 1962, Accretionary lapilli in volcanic rocks of the western continental United States: *Journal of Geology*, v. 70, p. 182-193.

Montanari, S., Claeys, P., Asaro, F., Bermudez, J., and Smit, J., 1994, Preliminary stratigraphy and iridium and other geochemical anomalies across the KT boundary in the Bochil section (Chiapas, southeastern Mexico), in *New Developments Regarding the KT Event and Other Catastrophes in Earth History*, Lunar and Planetary Institute contribution No. 825, Houston, p.84-85.

Morán Z., D. y Grajales N., J.M., 1999, Investigaciones sobre las implicaciones geocronológicas y genéticas de las variaciones isotópicas de estroncio en secuencias sedimentarias marinas. Proyecto FIES-95-75-I.

Morgan, J. and Warren, M., 1999, Chicxulub: The third dimension of a multi-ring impact basin, *Geology*, v.27, p. 407-410.

Muir, J.M., 1936, Geology of the Tampico region, Mexico: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, 280 p.

Newson, H.E., Graup, G., Iseri, D.A., Geissman, J.W., and Keil, K., 1990, The formation of the Ries Crater, West Germany; evidence of atmospheric interactions during a larger cratering event: In V.L. Sharpton and P.D. Ward (eds.), *Global Catastrophes in Earth History; an interdisciplinary conference on impacts, and mass mortality*, Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 247, p. 195-206.

Nichols, G., 1999, *Sedimentology and stratigraphy*, Blackwell Science, 355 p.

Oberbeck, V.R., 1975, The role of ballistic erosion and sedimentation in lunar stratigraphy, *Rev. Geophysics and Space Physics*, v.13, p.337-362.

Oberbeck, V.R., Marshall, J.R and Aggarwal, H., 1993, Impacts, tillites, and the breakup of Gondwanaland, *The Journal of Geology*, v.101, p. 1-19.

Ocampo, A. C., Pope, K. O., and Fischer, A.G., 1996, Ejecta blanket deposits of the Chicxulub crater from Albion Island, Belize, in Ryder, G., Fastovsky, D., and Gartner, S., eds., *The Cretaceous-Tertiary Event and other Catastrophes in Earth History*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special paper 307, p. 75-88.

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

Ornelas, S. M. y Alzaga, R.H., 1993. *Triploporella carrascoi* nov. sp. de alga dasicladacea del cretácico superior de Chiapas. *Rev. Inst. Mex. del Petróleo*, vol. XXV, No. 1, p. 5-23, 6 lams.

Pecheux, M. and Michaud, F., 1997, Yucatán subsurface stratigraphy: Implications and constraints for the Chicxulub impact: Comment: *Geology*, v. 25, p.92

PEMEX-Exploración y Producción, 1999, Las reservas de hidrocarburos de México, Vol I, Evaluación al 1 de enero de 1999, México, D.F., 199 p.

PEMEX-Exploración y Producción, 1999, Las reservas de hidrocarburos de México, Vol II, Los principales campos de Petróleo y Gas de México, México, D.F., 398 p.

Pope, K.O., Ocampo, A.C., Fischer, A.G., Alvarez, W., Fouke, B., Webster C., Vega, F.J., Smit, J., A.E. Fritsche and Claeys, P., 1999, Chicxulub impact ejecta from Albion Island, Belize: *Earth Planet. Scie. Letters*, v. 170, p. 351-364.

Premoli-Silva, I. Y Sliter, W V., 1995, Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy, *Palaeontographia italica*, v. LXXXII, p. 1-89

Prinn, R.G., and B. Fegley, Jr., 1987, Bolide impact, acid rain, and biosphere traumas at the Cretaceous-Tertiary boundary, *Earth Planet. Scie. Letters*, v. 83, 1-15.

Pszczolkowski, A., 1986, Megacapas del Maestrichtiano en Cuba occidental y central: *Polish Academy of Sciences, Bulletin* (Earth Sciences) , v. 34 , p. 81-94.

Quezada-Muñetón, J.M., 1990, El Cretácico medio-Superior y el límite Cretácico Superior-Terciario Inferior en la Sierra de Chiapas: *Boletín Asociación Mexicana Geólogos Petroleros*, v. 39, n. 1, p. 3-98.

- Radke, B.M. and Mathis, R.L., 1980, On the formation and occurrence of saddle dolomite: *Jour. Sed. Petrology*, v. 50, p. 1149-1168.
- Read, J.F., 1982, Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution, In A.L. Hales (Editor), *Geodynamics Final Symposium, Tectonophysics*, v. 81, p. 195-212.
- Reading, 1996 (ed); *Sedimentary environments, Process, Facies and stratigraphy*; Blackwell Science Ltd., 688 p
- Reimer, T.O., 1983a, Accretionary lapilli in volcanic ash falls: physical factors governing their formation: In T.M. Peryt (ed.), *Coated Grains*, Springer Verlag, p.56-68.
- Reimer, T.O., 1983 b, Accretionary lapilli and other spheroidal rocks from the Archaean Swaziland Supergroup, Barberton Mountain Land, South Africa, In T.M. Peryt (ed.), *Coated Grains*, Springer Verlag, p. 619-634.
- Rojas-Rosas, R., Soriano-Mercado, E. y Durán-González, J., 1998, Un nuevo modelo estructural del Gigante Cantarell: Libro de Resúmenes de la Primera Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Conjunto Amoxcalli de la Facultad de Ciencias, UNAM, México, D.F., 21 al 25 de septiembre, p. 158-159.
- Rosales-Domínguez, C., Caus, E., Bermúdez-Santana, J. Y Aguilar-Piña, M., 1994, Evidencias de exposición subaérea en el Cretácico de Chiapas: primer reporte de *Microcodium* en la caliza Sierra Madre, *Bol. AMGP.*, v.44, No. 1, p.1-15.
- Rosales, M.C., Bermúdez, J. and Aguilar, M., 1997, Mid and Upper Cretaceous foraminiferal assemblages from the Sierra de Chiapas, southeastern Mexico: *Cretaceous Research*, Vol. 18, p. 697-712
- Rundberg, y., and Smalley, P.C., 1990, High-resolution dating of Cenozoic sediments from Northern North Sea using $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ stratigraphy, *Amer. Assoc. Petr. Geol. Bulletin*, v. 73, No.3 298-
- Salas, G.P. y López-Ramos, 1951, Geología y Tectónica de la región de Macuspana, Tabasco y parte norte de Chiapas, *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v.3, ns.1-2, p.3-56.
- Saller, A.H., 1984, Petrographic and Geochemical constraints on the origin of subsurface dolomite, Enewetak Atoll: an example of dolomitization by normal seawater. *Geology*, v.12, p. 217-220
- Santiago-Acevedo, J., 1980, Giant Fields of the Southern Zone-México, in Halbouty, M.T (ed.) *Giant Oil and Gas Fields of the decade: 1968-1978: AAPG Memoir 30*, p. 339-385.
- Santiago-Acevedo, J., Carrillo-Bravo, J., y Martell-Andrade, B., 1984, Geología Petrolera de México, En *Evaluación de Formaciones de Formaciones en México*, D. Marmissolle-Daguerre (ed), Schlumberger, México, DF. P.1-1-36.
- Sassen R. and Moore, C.H., 1988 , Framework of hydrocarbon generation and destruction in eastern Smackover trend: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.72, p. 649-663.
- Scoffin, T.P.,1987, *An introduction to carbonate sediments and rocks*, Blackie, New York, 274 p.
- Sharpton, V.L., Dalrymple, G.B., Marin,L., Ryder, G., Schuraytz, B.C. and Urrutia-Fucugauchi, J., 1992, New links between the Chicxulub impact structure and the Cretaceous-Tertiary boundary: *Nature*, v. 359, pp.819-821.

Sharpton, V.L., Marín, L.E., Carney, J.L., Lee S., Ryder, G., Schuraytz, C., Sikora, P. and Spudis, P.D., 1996, A model of the Chicxulub impact basin based on evaluation of geophysical data, well logs, and drill core samples, en Ryder, G., Fastovsky, D. and Gartner, S., eds., *The Cretaceous-Tertiary Event and other catastrophes in Earth History: Geological Society of America Special Paper 307*, p. 55-88

Sheriff, R.E and Geldart, L.P., 1995, *Exploration Seismology*, Cambridge University Press, Second Edition, 592 p.

Sibley, D.F. and Gregg, J.M., 1987, Classification of dolomite rock textures, *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 57, n. 6, p.967-975.

Sigurdsson, H., D'Hondt, S., Arthur, M.A., Bralower, T.J., Zachos, J.C., van Fossen, M. and Channell, J.E.T., 1991, Glass from the Cretaceous/Tertiary boundary in Haiti: *Nature*, v.349, p.482-487.

Sigurdsson, H., D'Hondt, S., Carey, S., Espindola, J.M., Macias, J.L., 1995, Geochemistry of the Cretaceous/Tertiary impact ejecta deposit in Mexico and Belize: *Lunar and Planetary Institute*, v. XXVI, p.1301-1302.

Simms, M., 1984, Dolomitization by groundwater-flow systems in carbonate platforms, *Transactions-Gulf coast Association of Geological Societies*, v. XXXIV, p.411-420.

Smit, J., 1999, The global stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary impact ejecta, *Annu. Rev. Earth Planet. Scie.*, v.27, p. 75-113.

Smit, J., Montanari, a., Swinburne, N.H.M., Alvarez, W., Hildebrand, A.R., Margolis, S.V., Claey's, P., Lowrie, W., and Asaro, F., 1992, Tektite-bearing deep-water clastic unit at the Cretaceous-Tertiary boundary in northeastern Mexico: *Geology*, v. 20, p. 99-103.

Smit, J., Roep, T.B., Alvarez, W., Montanari, A., Claey's, P., Grajales-Nishimura, J.M. and Bermúdez-Santana, J., 1996, Coarse-grained, clastic sandstone complex at the K/T boundary around the Gulf of Mexico: Deposition by tsunami waves induced by the Chicxulub impact?, *in* Ryder, G., Fastovsky, D. and Gartner, S., (eds.), *The Cretaceous-Tertiary Event and other Catastrophes in Earth History: Boulder, Colorado, GSA Special Paper 307*, p.151-186.

Smit, J., and A. J. T. Romein, 1985, A sequence of events across the Cretaceous-Tertiary boundary, *Earth and Planetary Science Letters*, 74, p. 155-170.

Sohl, N.F., Martínez, E., Salmerón-Ureña, P., and Soto-Jaramillo, F., 1991, Upper Cretaceous, *in* Salvador, A., (ed.), *The Gulf of Mexico Basin*, Boulder, Colorado, Geological Society of America, *The Geology of North America*, v. J, p.205-244.

Spence, G.H. and Tucker, M.E., 1997, Genesis of limestone megabreccias and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: a review, *Sedimentary Geology*, v. 112, p. 163-193.

Stinnesbeck W., Barbarin J.M., Keller G., López-Oliva J.G., Pivnik D.A., Lyons, J.B., Officer C.B., Adatte T., Graup G., Rochia R., Robin E., 1993, Deposition of channel deposits near the Cretaceous-Tertiary boundary in northeastern Mexico: catastrophic or "normal" sedimentary deposits, *Geology*, v. 21, p. 797-800.

Stinnesbeck W., Keller G., de la Cruz J., de León C., MacLeod N., and Whittaker J.E., 1997, The Cretaceous-Tertiary transition in Guatemala: limestone breccia deposits from the South Petén basin, *Geol. Rundsch*, v. 86, p. 689-709

Stöffler, D. and Langenholtz, F., 1994, Shock metamorphism of quartz in nature and experiment: I. Basic observation and theory, *Meteoritics*, v. 29, p. 155-181

Sugarman, P.J., K.G. Miller, D. Burky, and M.D. Feigenson, 1995, Uppermost Campanian-Maestrichtian strontium isotopic, biostratigraphic, and sequence stratigraphic framework of the New Jersey Coastal Plain: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v.107, N. 1, 19-37.

Swart, P.K., Ruiz, J. and Holmes, C.W., 1987, Use of Strontium isotopes to constraints the timing and mode of dolomitization of upper Cenozoic sediments in a core from San Salvador, Bahamas, *Geology*, v. 15, p. 262-265.

Swisher III, C.C., Grajales-Nishimura, J.M., Montanari, A., Margolis, S.V., Claeys, P., Alvarez, W., Renne, P., Cedillo-Pardo, E., Maurrasse, F.J-M.R., Curtis, G. Smit, J. and McWilliams M.O., 1992, Coeval $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of 65 Million Years Ago from Chicxulub crater melt rock and Cretaceous-Tertiary boundary tektites, *Science*, v.257, 14 august, p. 954-958.

Takayama, H., Tada, R., Matsui, T., Iturralde-Vinent, M.A., Oji, T., Tajika, E., Kiyokawa, S., Garcia, D., Okada, H., Hasegawa, T., and Toyoda, K., 1999, Origin of a giant event deposit in northwestern Cuba and its relation to K/T boundary impact, Houston Texas, Lunar and Planetary Science XXX, Abstract #1534 CD-Rom: Houston Texas, Lunar and Planetary Institute.

Tucker, M., 1991; *Sedimentary Petrology, An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*: Blackwell Science, 260 p.

Tucker, M.E. and Wright, V.P., 1990, *Carbonate sedimentology*, 496 pp., Blackwell Scientific Publication, Oxford.

Urrutia-Fucugauchi, J., Marín, L. & Trejo-García, A . 1996a .Initial results of the UNAM scientific drilling program on the Chicxulub impact structure: Rock magnetic properties of UNAM-7 Tekax borehole. *Geofísica Internacional*, 35, 125-133.

Urrutia-Fucugauchi, J. ; Marin, L. ; Trejo-Garcia, A. 1996b, UNAM scientific drilling program of Chicxulub impact structure-Evidence for a 300-kilometer crater diameter: *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 23 , No. 13 , p. 1565-1568.

Vahrenkamp, V.C., Swart, P.K, 1990, New distribution coefficient for the incorporation of Strontium into dolomite and its implication for the formation of ancient dolomites. *Geology*, v. 18, p. 387-391.

Vahrenkamp, V.C., Swart, P.K. and Ruiz, J., 1988, Constraints and interpretation of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in Cenozoic dolomites. *Geophys. Res. Letters.*, v. 15, 385-388.

Vandamme, D., Courtillot, V., Besse, J. Montigny, R. (1991) Paleomagnetism and age determinations of the Deccan traps (India): Results of a Nagpur-Bombay traverse and review of earlier work, *Rev. Geophys. Space Phys.* 29 159-190.

Vega, F., Reyes-Salas, M., Lounejeva, E., and Sánchez-Rubio, G., 1993, Evidence for enrichment in organic matter at the K-T boundary, in the Bochil Section, Chiapas, Mexico: Memoria del IV Congreso Nacional de Paleontología, Sociedad Mexicana de Paleontología, p.166-168.

Veizer, J., 1983, Chemical diagenesis of carbonates: Theory and application of trace element technique, in *Stable Isotopes in sedimentary geology*, SEPM Short Course No. 10, p.3-1 to 3-100.

Veizer, J., 1989, Strontium isotopes in seawater through time: *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, v.17, 141-167.

Véizer y otros 10 autores, 1997, Strontium isotope stratigraphy: potential resolution and event correlation: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.132, p.65-77

Vollbert, E., 1999, Tesis de Maestría, Instituto de Geología, UNAM.

Vonhof, H.B. and J. Smit, 1997, High-resolution late Maastrichtian-early Danian oceanic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ record: Implications for Cretaceous-Tertiary boundary events: *Geology*, v. 25, N. 4, p. 347-350.

Walker, G.P.L., 1984, Characteristic of dune-bedded pyroclastic surge bedsets, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 20, p. 281-296.

Ward, W.C., 1975. Petrology and diagenesis of carbonates eolianites of NE Yucatán, México in: Studies in Geology num. 2, AAPG, Belize shelf-carbonate sediments, clastic sediments, and ecology, p. 500-571.

Ward, W.C., Keller, G., Stinnesbeck, W. and Adatte, T., 1995, Yucatán subsurface stratigraphy: implications and constraints for the Chicxulub impact, *Geology*, v. 10, p.873-876

Weidie, A. E., W. C. Ward, and R. H. Marshall, 1978, Geology of Yucatan Platform, in *Geology and Hydrology of Northeastern Yucatan*, edited by W. C. Ward and A. E. Weidie, pp. 3-29, New Orleans Geol. Soc., 1978

Williams, D.F., Healy-Williams, N., Thunell, R.C., Leventer, A., 1983. Detailed stable isotope and carbonate records from the upper Maastrichtian-Lower Paleocene section of Hole 516F (Leg 72) including the Cretaceous/Tertiary boundary. In Barker, P.F., Carlson, R.L., Johnson, D.A., et al., *Init. Repts. DSDP, 72: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 921-929.*

Williams, D.F., Thunell, R.C., Hodell, D.A., and Vergnaud-Grazzini, C., 1985. Synthesis of late Cretaceous, Tertiary, and Quaternary stable isotope records of the South Atlantic based on Leg 72 DSDP core material. In Hsü, K.J., and Weissert, H. (Eds.), *South Atlantic Paleoceanography*: Cambridge (Cambridge Univ. Press), 283-324.

Williams, H. and McBirney, A.R., 1979, *Volcanology*, Freeman, Cooper & Co. San Francisco, CA., 397 p.

Wilson, J.L., 1975, *Carbonate facies in geologic history*, Springer-Verlag, 471 p.

Zempolich, W.G. and Hardie, L.A., 1997, Geometry of dolomite bodies within deep-water resedimented oolite of the Middle Jurassic Vajont limestone, Venetian Alps, Italy: analogs for hydrocarbon reservoirs created through fault-related burial dolomitization, en J.A. Kupecz, J. Gluyas, and S. Bloch, eds, *Reservoir quality prediction in sandstones and carbonates: AAPG Memoir 69*, p.127-162.

APÉNDICES

- Apéndice I.** Preparación y operación de las columnas de Sr Spec
- Apéndice Ia.** Procedimiento de preparación de la muestra para análisis isotópicos de Sr
- Apéndice II.** Tabla con datos químicos de la dolomita del sello (ejecta Layer), Pozo Balam-101 N1
- Apéndice Iia.** Tabla con datos químicos completos de la dolomita del Sello (ejecta), Pozo Balam 101 N-1
- Apéndice III.** Tabla con datos geoquímicos de la dolomita euhedral de la brecha superior, Pozo Bacab- 1 N1
- Apéndice IV.** Tabla con datos químicos de las dolomitas de la brecha inferior, Pozo C-2074D N3; Pozo Nix F19A; Pozo Nix F19B

Apéndice I. Preparación y operación de las columnas de resina Sr spec

Nota: el volumen de la resina es de aproximadamente 0.3 ml (hasta una altura de 2.3 cm) para esta receta (para las columnas más pequeñas donde el volumen de resina es igual a 0.1 ml la receta se debe ajustar según ese nuevo volumen)

- 1) Quitar la resina Sr-spec usada de las columnas ya sea esperando hasta que seque (vaciar el polvo) o lavando con agua MQ. – especialmente en la greca a chorro directo de la botella de lavado y dirigir el agua por la parte más corta de la columna. Si hay burbujas eliminarlas con H₂O por la parte superior de la columna. Llenar la columna inferior desde el fondo (a través de la greca) y poner en baño de ácido (paso 2 siguiente).
- 2) Limpiar las columnas en HNO₃, 3-5 N. Calentar ligeramente sin hervir porque el teflón se encoge con el calor.
- 3) Lavar las columnas cuidadosamente con H₂O-MQ_ especialmente forzar el agua a través de la greca en la parte inferior de la columna. Repetir el lavado con H₂O-MQ.
- 4) Preparar el soporte y colocar las columnas
- 5) Forzar H₂O-MQ a través de la greca y llenar la columna inferior.
Inmediatamente vaciar la columna y llenar aproximadamente la mitad de la columna superior. Permitir el drene y observar si éste drene libremente. Si no drene libremente, checar por burbujas en la columna inferior (éstas se pueden eliminar por arriba_ después empezar nuevamente y llenar por abajo otra vez). Las burbujas en la columna inferior se deben eliminar o la columna no operará correctamente.
- 6) Cuando el nivel del H₂O de la columna haya bajado hasta cerca de la base de la columna superior, agregar 10 –20 gotas o un pequeño chorro de solución de Sr-spec (estar seguro de agitarla antes).
- 7) Colocar cuidadosamente las columnas en el portamuestras, quitar cualquier gota externa de agua y no tocar la punta de la columna (con NADA.)

- 8) Agregar suficiente solución de Sr-spec para que, después de que se asienta la resina, llenar la columna inferior (no se requiere de mucha resina_ si se sobrellena, quitarla con H₂O-MQ
- 9) Al menos una vez, llenar la columna con H₂O-MQ hasta el tope para enjuagar y depositar la resina de Sr-spec
- 10) Llenar la mitad de la columna con HNO₃ 3N para lavar la resina
- 11) Enjuagar nuevamente con H₂O -MQ
- 12) Preparar la columna con aproximadamente 1/3 de HNO₃ 8 N (Todo este efluente anterior se desecha y la columna está lista para cargar la muestra).
- 13) Cargar la muestra en 0.6 ml de HNO₃ 8 N
- 14) Mientras la muestra está goteando en los vasos de vidrio, agregar algo de HNO₃ concentrado a los viales de teflón, taparlos y ponerlos en parrilla caliente por 5-10 minutos.
- 15) Eluir con 0.5 ml de HNO₃ 3M.
- 16) Ahora eluir con 2.5 ml de HNO₃ 3 M
- 17) Eluir con 0.2 a 0.3 ml de HNO₃ 0.05 M (también se puede usar H₂O MQ, no parece haber mucha diferencia)
- 18) Enjuagar los viales de teflón con H₂O-MQ y colocarlos debajo de las columnas
- 19) Colectar el Sr con 3. ml de HNO₃ 0.05 M (o agua MQ)
- 20) Si las muestras corrieron mal, agregar dos gotas de HClO₄ antes de tapar los viales
- 21) Evaporar la muestra hasta secarse en viales de teflón de 1 ml.

Receta calibrada en enero 10 de 1995 por John Chesley y Rick Conrey de la Universidad de Arizona.

Apéndice I a. Procedimiento de preparación de la muestra para análisis isotópicos de Sr

- 1) Limpiar los viales de teflón en agua regia 1X ($\text{HNO}_3\text{-HCl}$ 2:1 y hervir por varias horas o toda la noche.
- 2) Enjuagar los viales en agua MQ.
- 3) Repetir los pasos 1 y 2 usando agua regia 3X
- 4) Secar los viales
- 5) Se pesa la muestra en polvo (usar 2-5 mg por cada 1000 ppm Sr en la muestra para obtener 2-5 microgramos de carga)
- 6) Para silicatos, agregar 1 ml de HF 29 M y aproximadamente 0.2 ml de HNO_3 8 N y tapar los viales (bombas de digestión) fuertemente.
Para carbonatos se utilizan 10 ml de ácido acético al 10 % y se calienta en bombas de digestión.
Para sulfatos es mejor utilizar HNO_3 2N
Para fosfatos se utiliza HNO_3 2N
- 7) Calentar día y noche (24 horas) en una parrilla a 180°C
- 8) Quitar la tapa a los viales y dejar secar.
- 9) Recoger las muestras en 2 a 5 ml de HNO_3 8 N y tapar fuertemente los viales.
(Agitar hasta alcanzar la disolución y centrifugar para separar posibles sólidos remanentes)
- 10) Calentar en parrilla por 2-3 horas (chechar si la muestra se disuelve).
- 11) Si la muestra no está disuelta, se deja secar y se recoge en 2 ml de HCl 6 M
- 12) Dejar secar
- 13) Recoger la muestra en 0.6 ml de HNO_3 8 N (con esto las muestras están listas para las columnas de separación iónica).

Apéndice II. Tabla con datos químicos de la dolomita del sello (ejecta layer). Pozo Balam-101 N1_1_

Dolomita euهدral Balam-101 N1, análisis centro de cristal	MgO en %	CaO en %	Mg en wt %	Ca en wt %	CaCO3 en wt %	MgCO3 en wt %	CaCO3 + MgCO3	Mole % CaCO3 normal 100%	Mole % MgCO3 normal 100 %
1	18.91	32.27	11.40	23.06	57.59	39.54	97.13	59.29	40.71
2	17.87	33.51	10.77	23.95	59.79	37.36	97.15	61.54	38.46
3	18.20	33.24	10.97	23.75	59.31	38.05	97.37	60.92	39.08
4	21.90	30.20	13.20	21.58	53.89	45.79	99.68	54.06	45.94
5	19.58	32.30	11.81	23.08	57.64	40.95	98.59	58.46	41.54
7	19.70	31.50	11.88	22.51	56.21	41.19	97.40	57.71	42.29
8	18.05	33.29	10.88	23.79	59.40	37.75	97.15	61.15	38.85
9	17.44	33.42	10.52	23.89	59.64	36.48	96.12	62.05	37.95
10	19.12	32.44	11.53	23.18	57.88	39.98	97.86	59.15	40.85
11	18.68	33.05	11.26	23.62	58.99	39.06	98.04	60.16	39.84
12	18.72	33.64	11.29	24.04	60.04	39.15	99.19	60.53	39.47
13	0.76	54.86	0.46	39.21	97.91	1.59	99.50	98.41	1.59
14	17.99	33.51	10.85	23.95	59.80	37.63	97.43	61.38	38.62
15	17.71	30.72	10.68	21.95	54.81	37.04	91.85	59.67	40.33
16	19.37	31.44	11.68	22.47	56.12	40.51	96.62	58.08	41.92
17	18.25	32.77	11.01	23.42	58.48	38.17	96.65	60.51	39.49
18	19.38	31.66	11.68	22.63	56.50	40.52	97.02	58.23	41.77
19	17.75	33.69	10.70	24.08	60.12	37.12	97.24	61.83	38.17
20	18.61	33.10	11.22	23.66	59.07	38.92	97.99	60.28	39.72
21	18.81	33.14	11.34	23.68	59.14	39.33	98.47	60.06	39.94
22	18.51	33.09	11.16	23.65	59.06	38.70	97.76	60.41	39.59
23	18.64	32.54	11.24	23.25	58.07	38.98	97.05	59.83	40.17
25	17.89	32.71	10.79	23.38	58.37	37.41	95.78	60.94	39.06
26	18.57	33.54	11.20	23.97	59.85	38.84	98.69	60.65	39.35
27	19.37	29.50	11.68	21.08	52.64	40.51	93.15	56.51	43.49
28	18.69	33.29	11.27	23.79	59.41	39.08	98.49	60.32	39.68
29	19.40	31.61	11.70	22.59	56.42	40.58	97.00	58.16	41.84
31	21.88	29.92	13.19	21.38	53.40	45.75	99.15	53.86	46.14
32	18.40	33.32	11.09	23.81	59.46	38.47	97.93	60.71	39.29
33	18.51	32.85	11.16	23.48	58.63	38.71	97.34	60.23	39.77
35	19.36	33.18	11.67	23.72	59.22	40.48	99.70	59.40	40.60

Apéndice II-Continuación. Tabla con datos químicos de la dolomita del sello (ejecta layer). Pozo Balam-101 N1_2_

Dolomita euhedral Balam-101 N1, análisis centro de cristal	MgO en %	CaO en %	Mg en wt %	Ca en wt %	CaCO ₃ en wt %	MgCO ₃ en wt %	CaCO ₃ + MgCO ₃	Mole % CaCO ₃ normal 100%	Mole % MgCO ₃ normal 100 %
36	18.16	33.48	10.95	23.93	59.75	37.97	97.71	61.14	38.86
38	21.92	29.95	13.22	21.40	53.44	45.84	99.28	53.83	46.17
39	20.27	30.90	12.22	22.09	55.15	42.39	97.54	56.54	43.46
40	18.35	33.52	11.06	23.95	59.81	38.37	98.18	60.92	39.08
41	18.75	32.11	11.30	22.95	57.31	39.20	96.51	59.38	40.62
42	17.97	33.62	10.83	24.03	60.00	37.58	97.58	61.49	38.51
43	18.72	32.82	11.29	23.46	58.57	39.14	97.71	59.94	40.06
44	18.53	33.65	11.17	24.05	60.05	38.74	98.79	60.78	39.22
45	18.42	33.23	11.11	23.75	59.31	38.52	97.83	60.63	39.37
46	19.34	33.16	11.66	23.70	59.18	40.44	99.63	59.41	40.59
48	20.03	32.16	12.08	22.98	57.39	41.88	99.27	57.81	42.19
49	18.49	33.04	11.15	23.61	58.96	38.67	97.63	60.39	39.61
50	21.16	29.35	12.76	20.97	52.37	44.26	96.63	54.20	45.80
51	18.35	32.02	11.06	22.88	57.14	38.37	95.51	59.83	40.17
52	18.33	32.11	11.05	22.95	57.31	38.33	95.64	59.92	40.08
53	18.01	33.45	10.86	23.91	59.70	37.67	97.37	61.31	38.69
54	18.32	31.32	11.05	22.38	55.89	38.32	94.21	59.33	40.67
55	18.32	33.06	11.05	23.63	58.99	38.32	97.31	60.62	39.38
56	19.50	32.53	11.76	23.25	58.06	40.79	98.85	58.74	41.26
57	18.51	33.10	11.16	23.66	59.08	38.70	97.78	60.42	39.58
58	18.73	32.48	11.29	23.21	57.96	39.16	97.12	59.68	40.32
59	19.09	33.54	11.51	23.97	59.86	39.92	99.78	59.99	40.01
60	21.31	30.00	12.85	21.44	53.54	44.57	98.11	54.58	45.42
61	21.59	30.55	13.02	21.84	54.53	45.15	99.68	54.70	45.30
62	21.88	30.06	13.20	21.49	53.65	45.76	99.42	53.97	46.03
63	21.21	30.24	12.79	21.61	53.96	44.36	98.32	54.89	45.11
64	22.03	30.05	13.29	21.48	53.63	46.08	99.71	53.79	46.21
65	18.30	33.87	11.03	24.20	60.44	38.27	98.71	61.23	38.77
66	19.36	31.91	11.68	22.81	56.95	40.49	97.44	58.45	41.55
67	18.71	32.91	11.28	23.52	58.72	39.12	97.84	60.02	39.98
68	18.99	33.25	11.45	23.76	59.33	39.72	99.05	59.90	40.10
69	19.09	33.20	11.51	23.73	59.24	39.92	99.16	59.74	40.26
70	18.76	32.94	11.31	23.54	58.79	39.23	98.02	59.98	40.02

Apéndice II. Continuación. Tabla con datos químicos de la dolomita del sello (ejecta layer). Pozo Balam-101 N1_3_

Dolomita euhedral Balam-101 N1, análisis centro de cristal	MgO en %	CaO en %	Mg en wt %	Ca en wt %	CaCO3 en wt %	MgCO3 en wt %	CaCO3 + MgCO3	Mole % CaCO3 normal 100%	Mole % MgCO3 normal 100 %
71	20.24	31.95	12.21	22.84	57.02	42.33	99.35	57.39	42.61
73	18.57	32.84	11.20	23.47	58.60	38.83	97.43	60.15	39.85
74	18.35	31.84	11.06	22.76	56.83	38.37	95.20	59.70	40.30
77	18.86	32.92	11.37	23.53	58.75	39.44	98.20	59.83	40.17
78	21.20	30.97	12.78	22.13	55.27	44.34	99.60	55.49	44.51
79	18.02	33.69	10.87	24.08	60.12	37.68	97.81	61.47	38.53
81	22.11	29.78	13.33	21.29	53.15	46.23	99.38	53.48	46.52
82	18.35	32.66	11.06	23.34	58.29	38.37	96.66	60.31	39.69
83	18.30	34.42	11.04	24.60	61.42	38.28	99.69	61.61	38.39
84	18.17	34.64	10.95	24.76	61.82	37.99	99.81	61.94	38.06
85	18.90	33.70	11.40	24.09	60.14	39.53	99.67	60.34	39.66
86	19.89	32.48	11.99	23.21	57.96	41.59	99.55	58.22	41.78
87	18.88	33.43	11.39	23.89	59.66	39.49	99.15	60.17	39.83
89	21.60	30.44	13.02	21.75	54.32	45.16	99.48	54.60	45.40
90	19.07	33.28	11.50	23.79	59.40	39.88	99.28	59.83	40.17
96	21.07	30.53	12.70	21.82	54.49	44.06	98.55	55.29	44.71
97	17.96	33.34	10.83	23.83	59.50	37.56	97.06	61.30	38.70
98	18.09	33.40	10.91	23.87	59.60	37.82	97.42	61.18	38.82
99	17.98	33.33	10.84	23.82	59.48	37.59	97.08	61.27	38.73
100	19.25	32.64	11.61	23.33	58.25	40.26	98.51	59.13	40.87
101	22.04	30.09	13.29	21.51	53.71	46.09	99.80	53.81	46.19
102	18.17	32.89	10.96	23.51	58.69	38.00	96.69	60.70	39.30
103	18.61	33.63	11.22	24.04	60.02	38.91	98.93	60.67	39.33

Apéndice II-A. Tabla con datos químicos completos de la dolomita del sello (Ejecta). Pozo Balam-101N1_I_

No.	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	BaO	SrO	SiO ₂	CaO	FeO	MnO	P ₂ O ₅	CO ₂	Carbonato	Total	Comentario	
1	0.06	18.91	0.15	0.00	0.00	0.00	32.27	1.40	0.18	0.00	46.94	99.69	99.90	BALAM F9 1	
2	0.02	17.87	0.02	0.00	0.00	0.06	33.51	1.39	0.18	0.03	46.77	99.71	99.84	BALAM F9 2	
3	0.03	18.20	0.02	0.02	0.00	0.24	33.24	0.96	0.14	0.06	46.63	99.19	99.53	BALAM F9 3	
4	0.03	21.90	0.03	0.05	0.00	0.03	30.20	0.00	0.00	0.03	47.62	99.76	99.88	BALAM F9 4	
5	0.14	19.58	0.04	0.00	0.00	0.34	32.30	0.07	0.03	0.05	46.79	98.76	99.32	BALAM F9 5	
7	0.13	19.70	0.06	0.00	0.00	0.79	31.50	0.13	0.00	0.06	46.30	97.62	98.65	BALAM F9 7	
8	0.01	18.05	0.02	0.00	0.00	0.06	33.29	1.37	0.18	0.06	46.78	99.66	99.81	BALAM F9 8	
9	0.05	17.44	0.05	0.11	0.00	0.47	33.42	1.24	0.19	0.04	46.19	98.59	99.20	BALAM F9 9	
10	0.15	19.12	0.06	0.00	0.00	0.41	32.44	0.38	0.02	0.04	46.58	98.53	99.20	BALAM F9 10	
11	0.08	18.68	0.05	0.04	0.00	0.09	33.05	0.71	0.15	0.03	46.87	99.50	99.74	BALAM F9 11	
12	0.10	18.72	0.02	0.00	0.00	0.13	33.64	0.05	0.01	0.07	46.88	99.30	99.62	BALAM F9 12	
13	0.03	0.76	0.05	0.00	0.00	0.00	54.86	0.11	0.13	0.00	44.03	99.88	99.96	BALAM F9 13	
14	0.03	17.99	0.01	0.00	0.00	0.00	33.51	1.33	0.17	0.02	46.87	99.87	99.94	BALAM F9 14	
15	0.11	17.71	0.24	0.06	0.00	2.08	30.72	1.18	0.18	0.08	44.29	94.13	96.64	BALAM F9 15	
16	0.05	19.37	0.08	0.00	0.00	0.72	31.44	0.65	0.17	0.02	46.33	97.97	98.84	BALAM F9 16	
17	0.03	18.25	0.04	0.00	0.00	0.27	32.77	1.29	0.17	0.08	46.55	99.03	99.45	BALAM F9 17	
18	0.07	19.38	0.06	0.13	0.00	0.26	31.66	0.96	0.14	0.06	46.72	98.99	99.45	BALAM F9 18	
19	0.01	17.75	0.02	0.07	0.00	0.00	33.69	1.37	0.20	0.04	46.80	99.87	99.93	BALAM F9 19	
20	0.03	18.61	0.01	0.00	0.00	0.00	33.10	1.02	0.14	0.02	47.01	99.88	99.94	BALAM F9 20	
21	0.03	18.81	0.07	0.03	0.00	0.07	33.14	0.56	0.10	0.04	46.95	99.58	99.79	BALAM F9 21	
22	0.02	18.51	0.02	0.04	0.00	0.00	33.09	1.04	0.20	0.05	46.95	99.83	99.91	BALAM F9 22	
23	0.02	18.64	0.03	0.00	0.00	0.07	32.54	1.35	0.21	0.06	46.85	99.59	99.78	BALAM F9 23	
25	0.04	17.89	0.07	0.00	0.00	0.58	32.71	1.32	0.23	0.04	46.15	98.30	99.03	BALAM F9 25	
26	0.02	18.57	0.05	0.00	0.00	0.04	33.54	0.58	0.05	0.03	46.99	99.72	99.86	BALAM F9 26	
27	0.06	19.37	0.01	0.05	0.76	0.13	29.50	3.09	0.16	0.00	46.63	99.56	99.76	BALAM F9 27	
28	0.05	18.69	0.04	0.10	0.00	0.09	33.29	0.44	0.13	0.03	46.91	99.55	99.77	BALAM F9 28	
29	0.03	19.40	0.03	0.00	0.00	0.16	31.61	1.33	0.15	0.04	46.91	99.41	99.67	BALAM F9 29	
31	0.06	21.88	0.03	0.05	0.00	0.17	29.92	0.07	0.00	0.04	47.43	99.34	99.64	BALAM C3 1	núcleo
32	0.03	18.40	0.01	0.05	0.00	0.00	33.32	0.97	0.17	0.03	46.95	99.86	99.93	BALAM C3 2	rim
33	0.15	18.51	0.04	0.01	0.00	0.25	32.85	0.78	0.15	0.08	46.57	98.89	99.40	BALAM C3 3	r
35	0.07	19.36	0.00	0.08	0.00	0.00	33.18	0.04	0.00	0.00	47.22	99.88	99.95	BALAM C3 5	
36	0.03	18.16	0.03	0.00	0.00	0.15	33.48	0.92	0.18	0.01	46.78	99.51	99.73	BALAM C3 6	
38	0.06	21.92	0.03	0.07	0.00	0.07	29.95	0.07	0.11	0.00	47.57	99.69	99.85	BALAM C3 8	n
39	0.09	20.27	0.06	0.05	0.00	0.61	30.90	0.09	0.24	0.04	46.60	98.14	98.95	BALAM C3 9	n
40	0.04	18.35	0.04	0.00	0.00	0.03	33.52	0.82	0.11	0.04	46.91	99.70	99.85	BALAM C3 10	r
41	0.04	18.75	0.08	0.01	0.00	0.45	32.11	1.07	0.17	0.06	46.44	98.56	99.18	BALAM C3 11	r

Continuación Apéndice II-A . Tabla con datos químicos completos de la dolomita del sello (Ejecta). Pozo Balam-101N1_II_

No.	Na2O	MgO	K2O	BaO	SrO	SiO2	CaO	FeO	MnO	P2O5	CO2	Carbonat	Total	Comentario	
42	0.06	17.97	0.04	0.06	0.00	0.03	33.62	1.11	0.10	0.06	46.77	99.63	99.81	BALAM C3 12	
43	0.03	18.72	0.06	0.05	0.00	0.08	32.82	0.99	0.05	0.08	46.84	99.47	99.72	BALAM C3 13	
44	0.09	18.53	0.02	0.09	0.00	0.25	33.65	0.00	0.00	0.11	46.66	98.93	99.40	BALAM C3 14	n
45	0.03	18.42	0.03	0.00	0.00	0.00	33.23	1.11	0.14	0.01	46.96	99.87	99.95	BALAM C3 15	r
46	0.05	19.34	0.01	0.00	0.00	0.00	33.16	0.01	0.00	0.09	47.15	99.67	99.82	BALAM C3 16	n
48	0.12	20.03	0.03	0.00	0.00	0.10	32.16	0.06	0.01	0.05	47.15	99.40	99.69	BALAM C3 18	n
49	0.02	18.49	0.04	0.07	0.00	0.00	33.04	1.12	0.17	0.04	46.93	99.82	99.91	BALAM C3 19	r
50	0.11	21.16	0.06	0.03	0.00	0.66	29.35	0.62	0.03	0.15	46.55	97.73	98.71	BALAM C3 20	n
51	0.02	18.35	0.04	0.00	0.00	0.10	32.02	2.41	0.15	0.00	46.73	99.66	99.82	BALAM C3 21	r
52	0.14	18.33	0.14	0.00	0.00	1.23	32.11	0.30	0.19	0.02	45.52	96.45	97.99	BALAM C3 22	n
53	0.04	18.01	0.07	0.00	0.00	0.10	33.45	1.09	0.15	0.08	46.68	99.39	99.67	BALAM C3 23	r
54	0.05	18.32	0.20	0.00	0.00	1.39	31.32	0.92	0.23	0.05	45.29	96.07	97.76	BALAM C3 24	n
55	0.16	18.32	0.05	0.00	0.00	0.03	33.06	1.09	0.18	0.08	46.73	99.38	99.70	BALAM C3 25	r
56	0.06	19.50	0.01	0.00	0.00	0.22	32.53	0.08	0.17	0.03	46.98	99.26	99.59	BALAM C3 26	n
57	0.02	18.51	0.00	0.00	0.00	0.05	33.10	0.97	0.11	0.12	46.85	99.54	99.73	BALAM C3 27	r
58	0.06	18.73	0.06	0.00	0.00	1.00	32.48	0.07	0.02	0.03	45.99	97.28	98.43	BALAM C3 28	n
59	0.03	19.09	0.03	0.00	0.00	0.02	33.54	0.04	0.00	0.00	47.19	99.86	99.94	BALAM C3 29	r
60	0.08	21.31	0.05	0.00	0.00	0.53	30.00	0.17	0.06	0.00	46.96	98.50	99.15	BALAM C3 30	n
61	0.06	21.59	0.01	0.00	0.00	0.00	30.55	0.03	0.00	0.06	47.58	99.75	99.87	BALAM C3 31	n
62	0.09	21.88	0.02	0.00	0.00	0.09	30.06	0.05	0.02	0.02	47.53	99.55	99.77	BALAM C3 32	n
63	0.16	21.21	0.00	0.04	0.00	0.31	30.24	0.02	0.04	0.18	46.94	98.49	99.15	BALAM C3 33	n
64	0.04	22.03	0.00	0.04	0.00	0.00	30.05	0.05	0.02	0.02	47.70	99.88	99.95	BALAM C3 34	n
65	0.02	18.30	0.00	0.00	0.00	0.00	33.87	0.59	0.10	0.05	46.98	99.83	99.91	BALAM C3 35	r
66	0.02	19.36	0.05	0.00	0.00	0.46	31.91	0.62	0.11	0.05	46.63	98.64	99.22	BALAM C3 36	r
67	0.00	18.71	0.05	0.00	0.00	0.32	32.91	0.56	0.09	0.09	46.65	98.91	99.37	BALAM C3 37	r
68	0.12	18.99	0.01	0.00	0.00	0.19	33.25	0.05	0.01	0.06	46.87	99.17	99.55	BALAM C5F27 1	Melt?
69	0.11	19.09	0.03	0.00	0.00	0.18	33.20	0.00	0.00	0.06	46.90	99.19	99.56	BALAM C5F27 2	Melt?
70	0.11	18.76	0.04	0.07	0.00	0.56	32.94	0.11	0.00	0.03	46.42	98.30	99.04	BALAM C5F27 3	Melt?
71	0.04	20.24	0.04	0.00	0.00	0.08	31.95	0.08	0.00	0.07	47.23	99.51	99.74	BALAM C5F27 4	n
73	0.03	18.57	0.02	0.00	0.00	0.00	32.84	1.29	0.22	0.02	46.97	99.89	99.95	BALAM C5F27 6	n
74	0.03	18.35	0.09	0.00	0.00	0.51	31.84	1.98	0.08	0.01	46.28	98.53	99.17	BALAM C5F27 7	r
77	0.01	18.86	0.03	0.00	0.00	0.04	32.92	0.78	0.13	0.06	47.00	99.69	99.83	BALAM C5F27 10	r
78	0.04	21.20	0.03	0.05	0.00	0.02	30.97	0.08	0.03	0.00	47.53	99.85	99.94	BALAM C5F27 11	n
79	0.03	18.02	0.02	0.00	0.00	0.00	33.69	0.99	0.18	0.08	46.84	99.72	99.85	BALAM C5F27 12	r
81	0.06	22.11	0.05	0.04	0.00	0.10	29.78	0.06	0.02	0.00	47.57	99.58	99.79	BALAM C5F27 14	n
82	0.03	18.35	0.05	0.03	0.00	0.35	32.66	1.22	0.17	0.03	46.53	98.95	99.41	BALAM C5F27 15	r

Continuación Apéndice II-A . Tabla con datos químicos completos de la dolomita del sello (Ejecta). Pozo Balam-101N1_III_

No.	Na2O	MgO	K2O	BaO	SrO	SiO2	CaO	FeO	MnO	P2O5	CO2	Carbonat	Total	Comentario	
83	0.09	18.30	0.01	0.00	0.00	0.00	34.42	0.00	0.08	0.00	47.04	99.84	99.94	BALAM C5F27 16	Melt?
84	0.05	18.17	0.02	0.00	0.00	0.00	34.64	0.00	0.00	0.02	47.02	99.83	99.92	BALAM C5F27 17	Melt?
85	0.03	18.90	0.00	0.06	0.00	0.00	33.70	0.02	0.03	0.04	47.14	99.84	99.92	BALAM C5F27 18	Melt?
86	0.08	19.89	0.02	0.07	0.00	0.01	32.48	0.09	0.00	0.00	47.28	99.80	99.91	BALAM C5F27 19	n
87	0.00	18.88	0.00	0.00	0.00	0.00	33.43	0.37	0.09	0.03	47.14	99.91	99.95	BALAM C5F27 20	r
89	0.04	21.60	0.02	0.00	0.00	0.04	30.44	0.08	0.01	0.06	47.53	99.65	99.81	BALAM C5F27 22	Melt?
90	0.06	19.07	0.01	0.08	0.00	0.01	33.28	0.16	0.07	0.04	47.11	99.77	99.89	BALAM C5F27 23	Melt?
96	0.03	21.07	0.04	0.04	0.00	0.20	30.53	0.10	0.35	0.02	47.26	99.35	99.64	BALAM C6F31 6	n
97	0.04	17.96	0.01	0.00	0.00	0.13	33.34	1.28	0.16	0.07	46.66	99.41	99.66	BALAM C6F31 7	r
98	0.03	18.09	0.01	0.03	0.00	0.00	33.40	1.33	0.16	0.02	46.88	99.89	99.95	BALAM C6F31 8	n
99	0.03	17.98	0.01	0.10	0.00	0.00	33.33	1.41	0.17	0.07	46.79	99.77	99.87	BALAM C6F31 9	r
100	0.00	19.25	0.03	0.01	0.00	0.03	32.64	0.76	0.05	0.00	47.14	99.86	99.93	BALAM C6F31 10	r
101	0.05	22.04	0.01	0.00	0.00	0.00	30.09	0.00	0.05	0.00	47.72	99.91	99.97	BALAM C6F31 11	n
102	0.03	18.17	0.06	0.06	0.00	0.18	32.89	1.40	0.17	0.04	46.63	99.33	99.63	BALAM C6F31 12	r
103	0.02	18.61	0.01	0.00	0.00	0.00	33.63	0.53	0.07	0.01	47.08	99.92	99.96	BALAM C6F31 13	r

Apéndice III. Tabla con datos geoquímicos de la dolomita euهدral de la brecha superior. Pozo Bacab-1 N1.

Análisis cristales euهدrales de dolomita en Pozo Bacab-1 N1	CaCO3 (wt %)	MgCO3 (wt %)	Mole % CaCO3 recalculado al 100 %	Mole % MgCO3 recalculado al 100 %	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Sr. (ppm)	Na (ppm)	S (ppm)
Límites de detección					190	170	310	60	80
BAC1N1A_1_edge	60.022	39.366	56.23	43.77	4328	191	95	69	124
BAC1N1A_1_#2	59.067	41.419	54.57	45.43	178	0	190	594	736
BAC1N1A_1_center	59.474	40.676	55.19	44.81	959	158	279	742	1070
BAC1N1A_2_xl1_edge	60.728	38.437	57.1	42.9	1899	129	237	208	370
BAC1N1A_2_xl1_center	61.177	38.879	57	43	178	0	231	447	496
BAC1N1A_2_xl2_edge	59.264	39.579	55.78	44.22	4193	196	119	17	154
BAC1N1A_2_xl2_center	60.908	39.116	56.74	43.26	559	24	404	382	694
BAC1N1A_3_xl1_edge	60.267	37.83	57.3	42.7	4377	62	196	56	207
BAC1N1A_3_xl1_#2	59.84	40.011	55.75	44.25	371	0	47	312	720
BAC1N1A_3_xl1_center	61.215	38.797	57.07	42.93	0	124	255	525	897
BAC1N1A_4_xl1_edge	60.452	39.601	56.26	43.74	2704	143	237	61	121
BAC1N1A_4_xl1_center	62.822	37.615	58.45	41.55	236	0	249	295	643
BAC1N1A_5_xl1_edge	60.164	38.818	56.63	43.37	3962	397	0	130	221
BAC1N1A_5_xl1_#2	60.889	40.078	56.14	43.86	111	24	279	464	770
BAC1N1A_5_xl1_center	60.82	39.811	56.27	43.73	0	5	267	538	989
BAC1N1A_6_xl1_center	61.896	39.084	57.16	42.84	140	38	445	460	807
BAC1N1A_6_xl2_center	61.563	38.294	57.52	42.48	2285	234	261	82	281
BAC1N1A_7_xl1_edge	60.536	39.694	56.23	43.77	1808	100	113	65	186
BAC1N1A_7_xl1_#2	61.275	38.88	57.04	42.96	1841	220	469	273	540
BAC1N1A_7_xl1_center	62.389	38.488	57.73	42.27	202	14	196	421	464
BAC1N1A_8_xl1_edge	60.469	39.601	56.26	43.74	3191	134	255	52	138
BAC1N1A_8_xl1_center	60.977	39.583	56.48	43.52	10	0	131	425	742
BAC1N1A_9_xl1_edge	60.391	39.574	56.25	43.75	1470	215	220	100	263
BAC1N1A_9_xl1_center	60.188	40.212	55.77	44.23	24	43	142	377	741

Apéndice IV. Tabla con datos químicos de las dolomitas de la brecha inferior. Pozo C-2074D N3

Análisis Area-1, cemento dolomita en vóculo. Pozo C-2074D N3	CaCO ₃ (wt %)	CaCO ₃ (wt %)	Mole % CaCO ₃ recalculado al 100 %	Mole % MgCO ₃ recalculado al 100 %	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Sr (ppm)	Na (ppm)	S (ppm)
Límites de detección					190	170	310	60	80
2074DN3C2_a1_wall	56.626	44.566	51.7	48.3	0	100	59	195	67
2074DN3C2_a1_pt2	55.684	44.856	51.12	48.88	0	62	36	195	95
2074DN3C2_a1_pt3	55.712	44.629	51.26	48.74	63	67	0	204	39
2074DN3C2_a1_pt4	55.584	45.153	50.91	49.09	0	229	89	195	38
2074DN3C2_a1_pt5	56.541	45.041	51.4	48.6	34	96	12	169	48
2074DN3C2_a1_pt6	56.257	45.287	51.14	48.86	92	86	42	134	73
2074DN3C2_a1_pt7	55.582	45.536	50.7	49.3	0	105	65	221	44
2074DN3C2_a1_pt8	55.308	45.664	50.5	49.5	0	220	119	243	44
2074DN3C2_2_xl1_edge	58.265	42.257	53.74	46.26	34	119	42	152	91
2074DN3C2_2_xl1_pt2	58.304	42.15	53.82	46.18	0	119	18	208	201
2074DN3C2_2_xl1_pt3	59.059	41.565	54.48	45.52	10	119	160	100	225
2074DN3C2_2_xl1_pt4	59.937	40.86	55.27	44.73	87	124	231	104	197
2074DN3C2_4_edge	59.175	42.442	54.01	45.99	0	301	71	61	59
2074DN3C2_4_pt2	58.722	42.45	53.82	46.18	43	134	273	161	201
2074DN3C2_4_pt3	56.031	43.456	52.07	47.93	39	86	83	204	301
2074DN3C2_4_pt4	55.965	45.603	50.83	49.17	0	53	0	69	32
2074DN3C2_4_pt5	56.716	44.856	51.58	48.42	0	0	0	130	48
2074DN3C2_4_pt6	55.798	45.227	50.96	49.04	0	19	47	82	24
2074DN3C2_4_pt7	56.64	44.905	51.52	48.48	19	76	113	152	30
2074DN3C2_4_pt8	55.599	44.845	51.09	48.91	0	0	320	134	119
2074DN3C2_4_pt9	55.773	44.896	51.14	48.86	19	72	0	95	70
2074DN3C2_4_wall	56.441	43.772	52.07	47.93	0	129	220	104	104

Apéndice IV. Continuación 1. Pozo Nix F19A

Análisis Cristal-1, dolomita Pozo Nix-1 F19A	CaCO3 (wt %)	MgCO3 (wt %)	Mole % CaCO3 recalculado al 100 %		Mole % MgCO3 recalculado al 100 %	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Sr (ppm)	Na (ppm)	S (ppm)
Límites de detección						190	170	310	60	80
F19A_1_a1_edge	56.252	44.732	51.44	1	48.56	58	38	77	538	225
F19A_1_a1_pt2	56.975	43.802	52.29	2	47.71	0	29	190	655	299
F19A_1_a1_pt3	57.082	43.71	52.38	3	47.62	5	10	12	750	372
F19A_1_a1_pt4	59.936	40.648	55.4	4	44.6	0	14	356	668	841
			0	5	0					
F19A_1_a1_pt6	59.178	41.517	54.56	6	45.44	0	86	148	525	442
F19A_1_a1_pt7	59.061	42.061	54.19	7	45.81	0	0	196	594	624
F19A_2_xl1_edge	57.013	43.628	52.4	1	47.6	0	0	279	143	144
F19A_2_xl1_pt2	56.836	43.456	52.42	2	47.58	39	0	0	278	246
F19A_2_xl1_pt3	57.722	43.291	52.9	3	47.1	5	86	196	421	181
F19A_2_xl1_pt4	55.37	44.455	51.2	4	48.8	63	0	24	304	112
F19A_2_xl1_pt5	55.96	44.314	51.55	5	48.45	53	24	142	308	302
F19A_2_xl1_pt6	58.645	41.62	54.28	6	45.72	0	38	0	607	661

Apéndice IV. Continuación 2. Pozo Nix F 19 B

Analisis Cristal-1, dolomita Pozo Nix-1 F19B	CaCO3 (wt %)	MgCO3 (wt %)	Mole % CaCO3 recalculado al 100 %	Mole % MgCO3 recalculado al 100 %	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Sr (ppm)	Na (ppm)	S (ppm)
Límites de detección					190	170	310	60	80
F19B_1_xl1_edge	56.18	43.5	52.11	47.89	121	53	297	39	92
F19B_1_xl1_pt2	56.25	43.09	52.37	47.63	10	0	255	161	177
F19B_1_xl1_pt3	54.49	44.55	50.75	49.25	270	48	83	213	89
F19B_1_xl1_pt4	55.19	44.41	51.15	48.85	0	0	119	265	243
F19B_1_xl1_pt5	58.33	42.33	53.73	46.27	24	0	142	403	491
Cristal 2, Dolomita Pozo Nix-1 F19B									
F19B_2_xl1_edge	55.692	44.224	51.48	48.52	67	0	18	360	290
F19B_2_xl1_pt2	57.095	43.276	52.64	47.36	0	38	107	265	369
F19B_2_xl1_pt3	57.928	42.668	52.35	46.65	116	0	154	390	500
F19B_2_xl1_pt4	59.517	40.567	55.28	44.72	34	33	184	486	860
F19B_2_xl1_pt5	60.849	40.139	56.08	43.92	5	38	95	325	655