

19  
2ej



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA  
DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

CARACTERIZACION PETROGRAFICA DE LAS ROCAS  
DE IMPACTO DEL CRATER DE CHICXULUB

**T E S I S**

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE

**INGENIERO GEOLOGO**

P R E S E N T A

**PEDRO VERA SANCHEZ**



MEXICO, D. F.

1996

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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.



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE MÉXICO

17  
209  
FACULTAD DE INGENIERIA  
DIRECCION  
60-I-020

SR. PEDRO VERA SANCHEZ  
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Luis E. Marin Stillman, y que aprobó esta Dirección, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

**CARACTERIZACION PETROGRAFICA DE LAS ROCAS DE IMPACTO DEL  
CRATER DE CHICKULUB**

- I INTRODUCCION
- II ESTRUCTURA DE IMPACTO CHICKULUB
- III METODOLOGIA
- IV RESULTADOS Y DISCUSION
- V CONCLUSIONES
- BIBLIOGRAFIA CITADA
- ILUSTRACIONES Y APENDICES

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente  
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"  
Ciudad Universitaria, a 27 de febrero de 1995  
EL DIRECTOR

  
ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS\*EGLM\*gtg

*A mis padres y Hermanos  
con profundo Agradecimiento  
por su todo su apoyo e infinita comprensión*

**CARACTERIZACION PETROGRAFICA DE LAS ROCAS DE IMPACTO  
DEL CRÁTER DE CHICXULUB**

**ÍNDICE**

Agradecimientos.....	I
Resumen.....	II
Lista de Tablas.....	III
Lista de Figuras.....	IV
Lista de Apéndice.....	VI
I.- Introducción.....	2
Estructuras de Impacto.....	6
Proceso de Formación de las Estructuras de Impacto.....	32
Importancia Económica.....	35
II.- Estructura de Impacto Chicxulub.....	37
III - Metodología.....	44
Selección de Muestras Representativas.....	44
Análisis de las Muestras Seleccionadas de la brecha de impacto y de la roca de fusión.....	44
a) Petrografía.....	44
b) Análisis con Microscopio Electrónico.....	45
c) Corteo de Puntos.....	45
IV- Resultados y Discusión.....	46
V- Conclusiones.....	48
VII- Literatura Citada.....	50
VI.- Apéndice.....	63
1.- Lista de Estructuras de Impacto Reportadas.....	63
2 - Petrological Characterization of Melt Rocks at the Chicxulub Multiring Impact Basin.....	67
3.- Caracterización Petrologica de los Productos de Impacto en la Cuenca Multi-anillada Chicxulub.....	71
4.- Teorías para la Formación de Cuencas Multi-anilladas.....	73
5.- Glosario.....	80

## AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo, se realizo con apoyo de los proyectos de DGAPA-UNAM ( IN106891) y del CONACyT ( T2057 y 0258PT ) otorgados al Dr. Luis Marín S. del Instituto de Geofísica, así como del Lunar and Planetary Institute ( LPI ) y Johnson Space Center ( JSC ) de la National Aeronautics and Space Administration ( NASA ) en Houston, Texas. Agradezco a dichas instituciones el otorgamiento de una beca para poder realizar una estancia en sus instalaciones y poder así desarrollar esta tesis con los recursos tecnológicos, humanos y académicos más adecuados ahora disponibles. Al comité de damas de la Asociación de Ingenieros Mineros Metalurgistas y Geólogos de México ( AIMMG ), mi más sincero agradecimiento por la beca otorgada como apoyo para finalizar mis estudios.

Así mismo agradezco a los Drs. Sharpton y Schraytz, por la ayuda y valiosos consejos en los aspectos técnicos, teóricos y de interpretación de los análisis realizados bajo su supervisión. A los Ingenieros Jorge Nieto Obregon, Enrique González Torres, German Arriaga y a la Dra. Blanca Buirón, por su apoyo y recomendaciones. De manera muy especial al Dr. Luis Marín S. , agradezco profundamente su infinita paciencia durante todo este tiempo y su valioso apoyo sin el cual no hubiera sido posible llevar a cabo esta tesis.

## RESUMEN

La importancia de los impactos meteoríticos como proceso geológico, ha sido vista hasta ahora con mucha reserva y cierto escepticismo por científicos de todo el mundo. Sólo Científicos de pocos países se han preocupado en realizar trabajos serios, enfocados a comprender dichos procesos y sus consecuencias.

El descubrimiento de la estructura de Chicxulub en el estado de Yucatán, ha incrementado notoriamente el interés en todo el mundo por los impactos, no sólo por ser la más recientemente descubierta, si no por que en ella se conjuntan una serie de factores que hace de suma importancia la comprensión de los impactos como proceso geológico; algunos de esos factores son su gran diametro (300 km) siendo la representación del mayor evento energético de los últimos 3800 m. a. en el sistema solar interno. Su edad de 65 m.a. determinada por diversos métodos radiométricos y paleontológicos, corresponde estratigráficamente al límite K/T, por lo que se le ha asociado a la extinción masiva que tuvo lugar en ese tiempo.

Existen parámetros bien establecidos para determinar el origen de un cráter y saber si fue producido por el impacto de un cuerpo extraterrestre o por un evento volcánico. Uno de estos es la petrografía de los productos generados durante el proceso, en esta parte del análisis es importante distinguir los minerales y las modificaciones que estos hayan sufrido y que nos puedan indicar el origen de dichos cambios, tales como los polimorfos de cuarzo de alta presión; conjuntos de lamelas de deformación con diversas orientaciones en minerales como cuarzo, feldspatos y piroxenos; la presencia de mezclas de cuarzo y feldespato formando mosaicos; frentes de reacción química tal como ocurre con la formación de coronas de piroxenos en torno de los mosaicos ya definidos; la presencia de fases de alta presión del silice coexistiendo con fases de baja presión y temperatura. En el presente trabajo, centrado precisamente en aspectos petrográficos se observaron todos estos rasgos y algunos otros que se proponen como característicos de los materiales formados en un impacto, siendo el de mayor importancia, la bimodalidad encontrada en la distribución de los clastos que conforman a dichos materiales aunque no es netamente un aspecto petrográfico, si mantiene una estrecha relación por que en esta se asocian aspectos genéticos determinados precisamente a partir de análisis petrográficos.

Por ubicarse en nuestro país, la estructura de Chicxulub representa una oportunidad única de realizar estudios a la par con las instituciones especializadas en el área a nivel mundial y nos pone a la vanguardia en el desarrollo del trabajo teórico y experimental, por lo que se hace necesario dedicar un mayor esfuerzo en la comprensión de este proceso y que se realice una exploración detallada del país en busca de estructuras de este tipo, ya que también pueden ser de importancia económica, tanto en la minería como en el área petrolera.

## LISTA DE TABLAS

tabla	pag.
1.- Características del Metamorfismo Endogenico y de Impacto .....	3
2.- Criterios para la Identificación de Cráteres Terrestres de Impacto .....	6
3.- Clasificación de las Estructuras de Impacto .....	8
4.- Resumen de la Morfología de Cráteres.....	31
5.- Secuencia de Eventos en la Formación de un Cráter de Impacto.....	32
6.- Depósitos y Manifestaciones de Minerales Económicos en Estructuras de Impacto .....	36
7.- Análisis de Elementos Mayores en los Materiales de Impacto de la Estructura Chicxulub.....	40
8.- Propiedades Magnéticas de la Roca de Fusión en Chicxulub.....	42



## LISTA DE FIGURAS

fig.	pag
1.- Periodicidad de impactos y extinciones .....	4
2.- Distribución mundial de la capa de iridio .....	5
3.- Cráteres elongados como función de ángulo de impacto .....	9
4.- Masa desplazada en un impacto oblicuo .....	10
5.- Contorno del Cráter Meteor .....	11
6.- Parámetros morfológicos para describir cráteres complejos .....	12
7.- Morfometría de cráteres lunares .....	13
8.- Morfología de cráteres en función de la superficie impactada .....	14
9.- Micro-cráter .....	15
10.- Cráter simple Linné .....	16
11.- Sección geológica del cráter Meteor, Arizona .....	18
12.- Cráter Bessel ( transición simple - complejo ) .....	19
13.- Cráter Euler .....	20
14.- Cráter complejo Theophilus .....	22
15.- Cráter Compton ( transición pico central - anillo de picos ) .....	23
16.- Cráteres con oquedades centrales en Ganitides .....	24
17.- Mare Orientale ( cuenca multi-anillada ) .....	25
18.- Cuenca Valhalla en Calisto .....	26
19.- Cráter elongado Schiller ( aberrante ) .....	29
20.- Cráter aberrante King .....	30
21.- Mapas gravimétricos de la estructura Chicxulub .....	37

22.- Mapa geológico de la península de Yucatán con la ubicación de los pozos de PEMEX .....	38
23.- Orientación de lamelas de deformación y rango de presiones asociado .....	41
24.- Columnas estratigráficas de los pozos perforados por PEMEX .....	44
25.- Secciones delgadas de la roca de fusión y la brecha de impacto .....	45
26.- Tipos de clastos en las muestras analizadas y el porcentaje de área cubierta por estos .....	47
27.- Distribución de clastos en la brecha de impacto de acuerdo con su tamaño .....	49
28.- Distribución de clastos del basamento de acuerdo con su tamaño tanto en la roca de fusión como en la brecha de impacto .....	49

## LISTA DE APENDICES

apéndice:	pag
I - Estructuras de Impacto mayores o iguales a 5 km .....	63
II.- Petrological Characterization of Melt Rocks at the Chicxulub Multiring Impact Basin .....	67
III - Caracterización Petroológica de los Productos de Impacto en la Cuenca Multi-anillada Chicxulub	71
IV.- Teorías para la Formación de Cuenas Multi-anilladas.....	73
V - Glosario .....	80

## CAPITULO I · INTRODUCCIÓN

Los procesos de impacto han jugado un papel determinante desde el inicio de nuestro Sistema Solar. La evolución de la vida en la Tierra, ha estado influenciada por varios eventos de impactos gigantes, generando eventos catastróficos y extinciones biológicas globales durante el Fanerozoico (Dressler, 1993). Ahora, los científicos realizan estudios de cráteres de impacto, del proceso y de los efectos de los impactos en el Universo, y no se ve más como un campo esotérico de investigación como hace 20 o 30 años.

La formación de cráteres de impacto ha sido reconocida como un proceso geológico sólo en las últimas décadas. Todavía hasta hace poco (1950), la mayoría de los astrónomos, creían que los cráteres Lunares eran volcanes gigantes, y a muchos geólogos, les causaba gracia la idea de que la superficie de la Tierra también hubiera sido afectada por impactos cuyos cráteres tendrían varios kilómetros de diámetro. Esos puntos de vista han cambiado profundamente gracias a un vigoroso programa de investigación planetaria en los últimos 25 años y a una continua investigación geológica en la Tierra. Ahora se reconoce que los paisajes con gran cantidad de cráteres de la Luna, Mercurio, Marte y muchos de los satélites del Sistema Solar, fueron esculpidos en su mayoría por repetidos impactos de todos tamaños, inclusive más de 60 estructuras de diámetros mayores a 5 Km se han identificado en la Tierra (Apéndice I).

Los impactos meteoríticos son un proceso geológico de gran importancia en la evolución planetaria, en nuestro caso son aún de mayor importancia, ya que jugaron un papel importante en la evolución y probablemente la aparición de la vida en la Tierra (Oberbeck, et. al., 1990). Obviamente su influencia en la evolución geológica es también de gran trascendencia, debido a que hace 3900 m.a. la frecuencia de craterización en la Tierra, fue mayor que en la Luna (Maher y Stevenson, 1988), los depósitos de impacto formados debieron ser mayores que los existentes en la Luna, de acuerdo con Short y Forman (1972) superiores a los 2 Km de espesor; por tanto tuvieron que haber jugado un papel clave en la evolución de la corteza. Frey y Grieve en 1980, argumentaron que la formación de grandes cuencas de

impacto jugaron también un papel importante en la formación de protocontinentes en los primeros 1000 m. a originando una dicotomía de zonas de estabilidad tectónica, vulcanismo masivo, depósitos aislados de material expulsado en los impactos, subsidencia y retrabajo del material volcánico acarreado hacia áreas estables.

La geología se encuentra envuelta actualmente en una nueva revolución, comparable con aquella ocasionada por la tectónica de placas en los 60's. Asimismo, el fenómeno de la tectónica de placas es consecuencia de los impactos, los que dieron origen al rompimiento de la Pangea según Oberbeck et al. 1992. Si bien es cierto que este proceso difiere totalmente de los procesos geológicos conocidos en cuanto a tiempo se refiere, ya que su duración comprende fracciones de segundo en contraste con los demás fenómenos geológicos que requieren de millones de años (Tabla 1).

**TABLA 1**  
**Características del Metamorfismo Endogénico y de Impacto**

	Metamorfismo Endogénico ( Compresión Estática )	Metamorfismo de Impacto ( Compresión Dinámica )
Entorno Geológico	Amplias regiones de la corteza terrestre. profundidad : $\approx 7-35$ Km.	Superficie o subsuelo de la Tierra u otros cuerpos planetarios, espacialmente asociado con estructuras circulares.
Fuente de Energía	Calor endogénico y energía potencial	Energía térmica exógena y energía cinética.
Presión	$< 10$ kb	$\approx 10^2 - 10^4 (-10^5)$ kb
Temperatura	Normalmente $< 10^3$ °C	Superior a $0^4$ °C o más.
Tiempo de Compresión	Extremadamente largo. $\approx 10^5 - 10^7$ años	Extremadamente corto. $\approx 10^{-9} - 10^4$ segundo
Estado de Presurización	Extremadamente bajo.	Extremadamente alto. e.g. 100 kb/hrs.
Condiciones de Reacción Química	Son más características las reacciones entre los minerales coexistentes; normalmente el equilibrio químico se lleva a cabo en el sistema multicompone de una roca.	Escasa reacción química entre los minerales coexistentes excepto a muy altas temperaturas y presiones en la región de líquidos-sólidos de los componentes; no se lleva a cabo la fase de equilibrio químico; no se observan reacciones eutécticas.
Modo de Deformación	La compresión tiene una dirección preferencial que se refleja en la textura de la roca.	No hay una dirección preferencial de compresión a una escala microscópica en la roca propiamente.

( Tomada de Stöffler, 1971 )

De acuerdo con Alvarez y Muller ( 1984 ), la frecuencia de impactos con diámetros mayores a los 5 km en los últimos 250 m. a. es de cada 28.4 m. a. cuyas edades coinciden con los límites entre periodos de la escala geológica del tiempo. definidas en base en la ocurrencia de extinciones masivas (Fig. 1 ). La primera evidencia de que los eventos de impactos a gran escala generaban extinciones masivas se encontró cerca de Gubbio, Italia, en el año de 1979 en una capa de arcilla que marcaba el límite Cretacico-Terciario y que mostraba alto contenido de iridio ( Alvarez, et al. 1980 ).

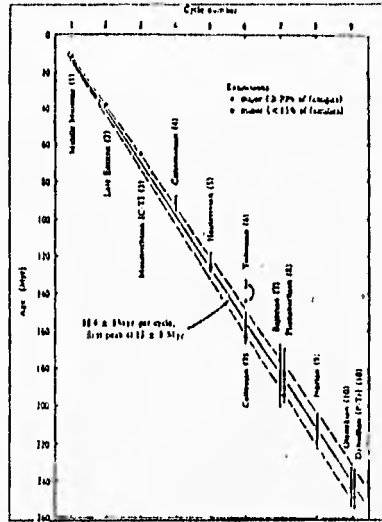


Fig. 1. Comparación de los datos de periodicidad encontrados en las edades de cráteres y eventos de extinción del registro fósil. La banda representa la periodicidad encontrada en el análisis de Fourier realizado con datos de cráteres. Los datos puntuales y los límites de confianza se refieren a los eventos de extinción de Raup y Sepkoski ( 1984 ). Las dos extinciones mayores ocurren en los límites del Cretácico-Terciario (C-T) y Permiano-Triásico (P-Tr). El error asignado a las barras se debe a la revisión de la escala del tiempo (Harold et al. 1982). Debido al contraste que existe con la impresión del registro estratigráfico comparado con los datos radiométricos de las estructuras (Tomada de Alvarez et al. 1984).

Desde entonces nació la idea de que el periodo Cretácico finalizó con un gran impacto manifestado por esa capa de arcilla que se localizó por todo el planeta ( Fig. 2 ). Recientemente, la

estructura Chicxulub en el norte de Yucatan, ha sido identificada como la fuente de esos depósitos del límite K-T

**Objetivo**

El objetivo de esta tesis fue el de realizar un estudio petrográfico de las muestras recuperadas en el pozo Yucatán 6 ( Y6 ) perforado por Petroleos Mexicanos ( PEMEX ) en los 50's. Con objeto de discutir Las muestras que corresponden a los intervalos comprendidos entre 1 295 - 1 290 m para la roca de fusión ( Y6-N17-1A ) y 1 208 - 1 211 m para la brecha de impacto (Y6-N14-2A )

Debido a que existe poca literatura en español acerca de las estructuras de impacto, en este capítulo se presenta una síntesis sobre su clasificación y proceso de formación.

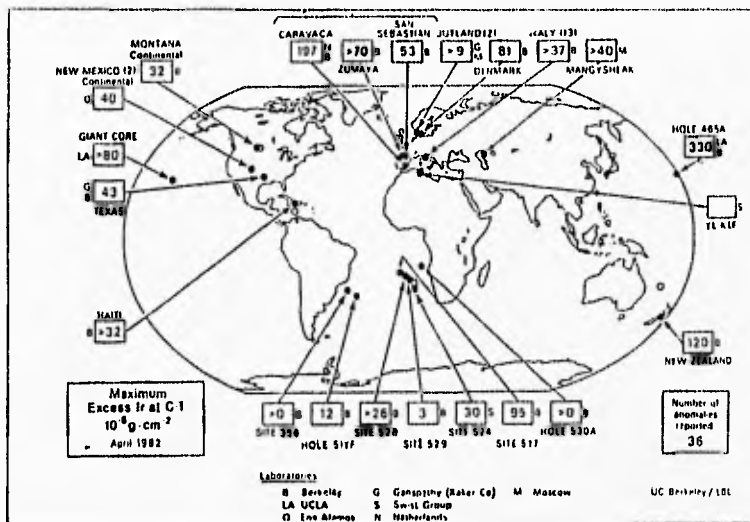


Fig. 2 Ocurrencia a nivel mundial de la anomalía de iridio en el límite Cretácico-Terciario. Los valores dados representan las mejores estimaciones de la anomalía de iridio en unidades de  $10^{-9} \text{ gm/cm}^2$ . Las fuentes de los datos están en la tabla de la figura. Los círculos — abiertos representan los análisis que están en progreso. (Tomado de Silver et. al., 1982)

## CRÁTERES DE IMPACTO

Las estructuras de impacto son depresiones topográficas de forma circular comúnmente producidas por el choque de un cuerpo celeste con una superficie planetaria, en la que se originan diversas características como consecuencia de la actividad mecánica y térmica ocasionada por el impacto. La Tabla 2, muestra las características más comunes utilizadas para definir una estructura de impacto así como algunos ejemplos.

**TABLA 2  
CRITERIOS PARA LA IDENTIFICACIÓN DE CRÁTERES TERRESTRES DE IMPACTO**

CRITERIO	NATURALEZA Y ESTATUS	EJEMPLOS
1 - Presencia de Meteoritos.	Raros, excepto en material expulsado de cráteres jóvenes.	Meteorito, Hembury.
2 - Plano Circular.	Distintivamente circular en las proximidades del centro. Modificado en los márgenes por: - a) Estructuras preexistentes. - b) Erosión, ligera a moderada.	Brant. Meteorito, Manicouagan. New Quebec, Deep Bay, West Hawk Lake.
3 - Borde de la Estructura.	Aumento en la altura del borde, estratigráficamente invertida en cráteres simples jóvenes. En cráteres complejos el borde se ha deslizado para formar: - a) Elevaciones suaves, o - b) Zonas perturbadas, o - c) Depresiones o canales periféricos.	Deep Bay. Ries. Manicouagan.
4 - Estructura Central.	Depresión semi-esférica con brechas en cráteres simples. Los picos centrales en cráteres complejos son: - a) Un pico único, o - b) Una Estructura anular.	Meteorito, Brant. Stenbrenn. Gosses Bluff, Clearwater Lake west.



5 - Anomalia Gravimétrica	<p>Generalmente negativa. Puede ser amplificada por relleno sedimentario.</p> <p>Claramente desarrollada en cráteres de tamaño moderado. En cráteres complejos de grandes dimensiones puede estar oscurecida por:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- a) Pico central de rocas de alta densidad</li> <li>- b) Erosión</li> <li>- c) Variaciones regionales de gravedad</li> </ul>	<p>Deep Bay, Lake Wanapitei</p> <p>Clearwater Lake West</p> <p>Nicholson Lake</p> <p>Carswell, Manicouagan.</p>
6 - Campo Magnético	<p>Variable, comúnmente distorsionado, mezclado con el campo regional. Pueden presentarse anomalías en distintivas en concentraciones de brecha y roca de fusión.</p>	<p>Clearwater Lake, Deep Bay, Brent.</p> <p>Ries.</p>
7 - Velocidades Sísmicas	<p>Las rocas del cráter muestran velocidades menores que las rocas de la región.</p> <p>Los cráteres en rocas estratificadas muestran una región central de apariencia caótica.</p>	<p>Deep Bay, Brent</p> <p>Gosses Bluff, Sierra Madera.</p>
8 - Brechamiento	<p>Observado en muestras superficiales y de nichos. Las rocas del borde son principalmente brechas monomicticas sobreyacidas por material expulsado durante el impacto, si es que este se ha preservado. Concentraciones de brechas mezcladas e interestratificadas con roca de fusión.</p> <p>Las rocas de la región en el piso central, están cortadas por pseudotaquifitas y por vetas de brecha mezcladas con roca de fusión.</p>	<p>Brent, Ries.</p> <p>Clearwater Lake West, Brent, West Hawk Lake</p> <p>Vredin, Manicouagan.</p>
9 - Metamorfismo de Shock	<p>Criterio principal de impactos a hipervelocidad. Incluye shatter cones, elementos planares en minerales, estados sólidos vítreos, fosos de alta presión, fusión completa mezcladas en las brechas, vidrios y grandes extensiones de roca de fusión.</p> <p>Presente en brechas formadas por el material expulsado o en brechas dentro del cráter, también en rocas de la región que infruyen los depósitos del interior del cráter. No se presenta en las rocas del borde. Puede estar oscurecido por recalentamiento, alteración hidrotermal (zeolitas, etc.), metamorfismo regional posterior.</p>	<p>Meteor, Ries, Brent, Clearwater Lakes, Charlevoix.</p> <p>Manicouagan, Sudbury</p>

(Tomada de Dence, 1972.)

La forma de la estructura depende de diversos factores incluyendo: el ángulo de incidencia del impacto y la litología de la superficie. También está determinada en gran medida por la velocidad a la que se realiza la colisión, ya que la formación de cráteres circulares, por ejemplo, es debida a impactos cuyo ángulo de incidencia varía desde los 90° a 6° a velocidades mayores a los 10 Km/s.

De aquí se desprende una de las cuatro formas de clasificación de estas estructuras (Tabla 3 ).

**TABLA 3**  
**CLASIFICACION DE LAS ESTRUCTURAS DE IMPACTO**

a) Ángulo de Incidencia	- Verticales - Oblicuos
b) Geometría	- Circulares - Elípticos
c) Morfología	- Micro cráteres - Simples - Complejos - Cuenas Multi-anillada - Aberrantes
d) Composición	- Pétreos - Metálicos - Concretos

A continuación se presenta una breve descripción de los aspectos más importantes que abarca dicha clasificación:

#### **Ángulo de Incidencia**

Esta clasificación se basa en el ángulo que forma la trayectoria del cuerpo impactor con la superficie planetaria. Es posible calcular dicho ángulo utilizando diferentes métodos tanto de laboratorio como de campo. Existen cálculos estadísticos que predicen que el ángulo más probable de impacto de un meteorito es de  $45^\circ$  ; así la probabilidad de que un cuerpo impacte una superficie dada a un ángulo entre ( $\theta=90^\circ$  ó  $0^\circ$  ) y alcanza un máximo a  $\theta=45^\circ$ .

La mayoría de los impactos oblicuos ( con ángulos menores a  $10^\circ$  ) a hipervelocidad producen cráteres circulares ( Fig. 3 ), los depósitos del material expulsado tienen un patrón bilateralmente

simétrico conocido como "alas de mariposa", que progresivamente se hace más marcado a medida que se incrementa la oblicuidad.

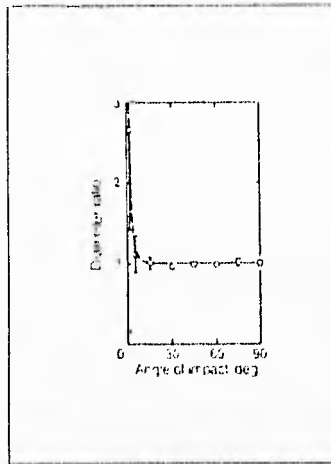


Fig. 3 Elongación del contorno de cráteres como una función del ángulo de impacto. El eje vertical es el cociente entre el diámetro mínimo y el máximo de el cráter, y el eje horizontal es el ángulo de impacto en grados ( $90^\circ$  es un impacto vertical). Los cráteres son circulares aún a ángulos mayores de  $10^\circ$ . (Tomada de Gault y Wedekind, 1978).

Fenómenos tales como el rebote del proyectil, cráteres elongados, y fallamiento en el piso del cráter aparecen a muy bajos ángulos de incidencia ( menos de  $6^\circ$  a velocidades de impacto de 6 Km/s ). Los cráteres resultantes son muy pequeños debido a que la energía de incidencia en un impacto oblicuo se reduce en gran medida.

Hasta aquí, se han mencionado los posibles rasgos que tienen lugar cuando un meteorito incide con un determinado ángulo así como su posible forma, es decir que dicha forma también puede variar con el ángulo de incidencia y la velocidad a que ocurre el impacto ( Fig. 4 ). En la gráfica se muestran algunos datos de Gault y Wedekind ( 1978 ), donde el cociente de masa desplazada de un cráter formado en una arenisca no compactada a un ángulo de impacto  $\theta$ .



Fig. 4.11 El cociente entre la masa desplazada de un impacto oblicuo y la masa desplazada en un impacto vertical es una función del ángulo de impacto  $\theta$ . (Tomada de Gault y Wedekind, 1978)

### Geometría

La geometría que presentan los cráteres de impacto, depende de los siguientes factores: ángulo de incidencia, velocidad y composición del impactor, y características propias de la superficie planetaria como la litología, saturación de agua, profundidad al nivel freático, fracturamiento, planos de debilidad, y fallamiento. Todas estas características se pueden resumir en dos grupos: 1) características del impactor y 2) características de la superficie planetaria.

Al igual que en la clasificación por el ángulo de incidencia, en la geometría existe una gran gama de divisiones entre los extremos de la clasificación, es decir, que se tiene una gran variedad de geometrías entre un cráter circular y uno elíptico, por ejemplo el cráter Meteor en Arizona, que visto en planta, su traza es más cuadrada que circular ( Fig. 5 ). En este caso dicha geometría es el resultado de un sistema de fracturamiento preexistente al evento de craterización ( Shoemaker, 1963 ).

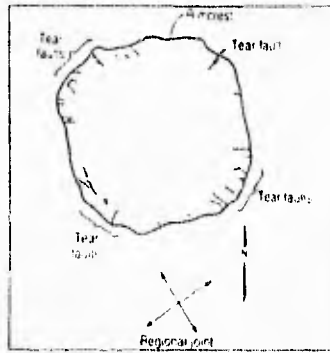


Fig. 5 El contorno de los bordes del cráter meteorítico es más cuadrado que circular, debido a las estructuras preexistentes en la secuencia pre-impacto. Las esquinas se forman por la intersección de fracturas y fallas. Dos prominentes conjuntos ortogonales de pautas cortan al cráter. (Tomada de Shoemaker, 1963.)

Aún cuando teóricamente se pueda tener una gran variedad de formas geométricas como resultado de un impacto, las formas más comunes son las circulares, siguiéndole en orden de abundancia las elípticas. Los impactos de bajo ángulo pero de baja velocidad generan cráteres elípticos. Si es así, entonces ¿cómo es posible determinar si la geometría circular es producto de un impacto de bajo o alto ángulo? Aún cuando la geometría del cráter sea circular, los depósitos formados por el material expulsado exhibirán una disposición muy diferente a la que se observa en un impacto vertical, ya que se puede distinguir una acumulación mayor en los extremos laterales a la dirección del impacto, formando una simetría bilateral que recibe el nombre de "alas de mariposa" o bien se puede observar una acumulación mayor en el extremo frontal a la dirección del impacto, denotando así la naturaleza de su origen oblicuo.

## Morfología

Las primeras observaciones de la morfología de un cráter de impacto fueron hechas en 1893 por Gilbert, quien reconoció que los detalles morfológicos de los cráteres Lunares son una función de su diámetro ( Melosh, 1989). Estudios modernos con potentes telescopios e imágenes de sondas espaciales confirmaron la existencia de una secuencia dimensión-morfología en la Luna y en otros planetas y satélites del Sistema Solar. Aunque todos los cráteres de impacto pueden ser descritos como "cuencas de contorno circular", los detalles complementarios para una clasificación dependerán del material del sustrato, planeta, edad de los materiales y del evento de impacto. Esta clasificación se basa en la forma y características estructurales de los cráteres, pero además existe un método matemático para determinar el tipo de cráter que uno esperaría tener posterior a un impacto. Para una clasificación completa se deben considerar también los procesos que modifican la forma del cráter. Básicamente se tiene la acción de la gravedad y en la Tierra los procesos de erosión, aunque también es cierto que otros impactos pueden modificar estructuras preexistentes, esto sólo es de importancia en la Luna y Mercurio principalmente, pero aún así pueden generar nuevas estructuras o hacer de mayor tamaño las ya existentes. De cualquier manera existen parámetros morfológicos que se aplican en las estructuras ( Fig. 6 y 7 )

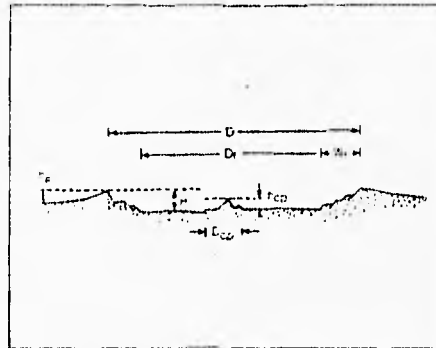


Fig. 6 Parámetros morfológicos principales usados para describir cráteres complejos. D es el diámetro de borde a borde, Dp es el diámetro de la planicie interior, Wt es el ancho de la zona de terrazas, H es la profundidad del cráter, h es la altura del borde, Dcp es el diámetro del pico central y hcp es la altura del pico central sobre el piso del cráter.  
( Tomado de Melosh, 1989 )

Ninguna superficie geológica está compuesta de material uniforme, isotrópico y homogéneo con una superficie perfectamente plana. Las superficies reales están tal vez estratificadas o contienen rocas distribuidas irregularmente con diferentes propiedades mecánicas, usualmente estarán afectadas por juntas, fracturas, y otros planos de debilidad, y también presentan variaciones topográficas significantes en el lugar donde eventualmente se tendrá un cráter. El efecto de todas estas irregularidades ha recibido poca atención y sólo Oberbek y Quaide a fines de 1968, estudiaron este fenómeno de manera experimental. Ellos encontraron que la morfología del cráter final depende sensiblemente del cociente del diámetro  $D$  y del espesor de las capas (Fig. 8).

Este conjunto de cambios morfológicos que son debidos a la estratificación fue reconocido en pequeños cráteres Lunares por Oberbek y Quaide ( 1968 ), quienes posteriormente lo usaron para estimar el espesor de la regolita en la Luna antes del lanzamiento del Apolo. Pequeños cráteres en Marte y algunos en su satélite Fobos, muestran morfologías similares y pueden usarse para estimar el espesor de las regolitas.

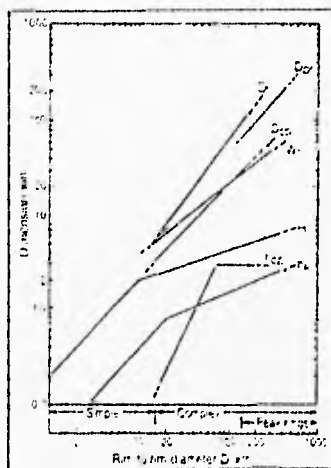


Fig. 7 Morfología de cráteres Lunares. La gráfica muestra la dependencia de los parámetros definidos en la figura 6. También se muestra el diámetro del anillo de picos,  $D_{pr}$ , para cráteres mayores de 140 km de diámetro. (Tomado de Melosh, 1989)

Otro aspecto de gran importancia en la formación de los cráteres y la forma que estos presenten depende precisamente de las variaciones que se tengan en las diferentes etapas que constituyen el proceso. Una secuencia completa de dichas etapas se presenta en el siguiente tema, así como los rasgos característicos de cada una

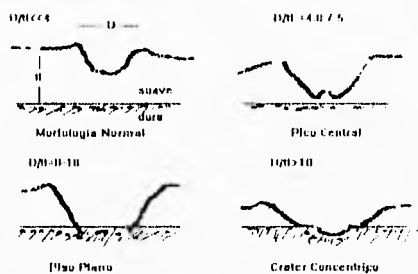


Fig. 8 Morfología de cráteres formados en un estrato suave cubierto por otro de mayor dureza. La forma depende del cociente entre el diámetro  $D$  y el espesor de la capa suave  $t$ , el cráter puede tener una forma semi-esférica, tener un promontorio en el centro, tener un piso plano u otra oquedad concéntrica a la estructura en la capa dura. ( Tomado de Oberbeck, 1968 ).

#### Micro-cráteres

Este tipo de cráteres se observaron por primera vez en muestras provenientes de la Luna, traídas por los astronautas del Apolo. Pequeñas " oquedades " de dimensiones desde  $0.01 \mu\text{m}$  de diámetro hasta varios milímetros, se observaron de manera abundante en todas las muestras ( Howard, 1974 ). Los micro-cráteres son debidos a impactos de alta velocidad de pequeñas partículas de polvo cósmico o raramente, a pequeñas partículas secundarias expulsadas de otros impactos ( Fig. 9 ). Comúnmente estos presentan una forma semi-esférica limitada por material vítreo formando un halo brillante que en ocasiones penetra el material rocoso. Tanto el halo como la pequeña oquedad se encuentran dentro de una depresión mayor creada por la expulsión de fragmentos de la roca que circunda el cráter.



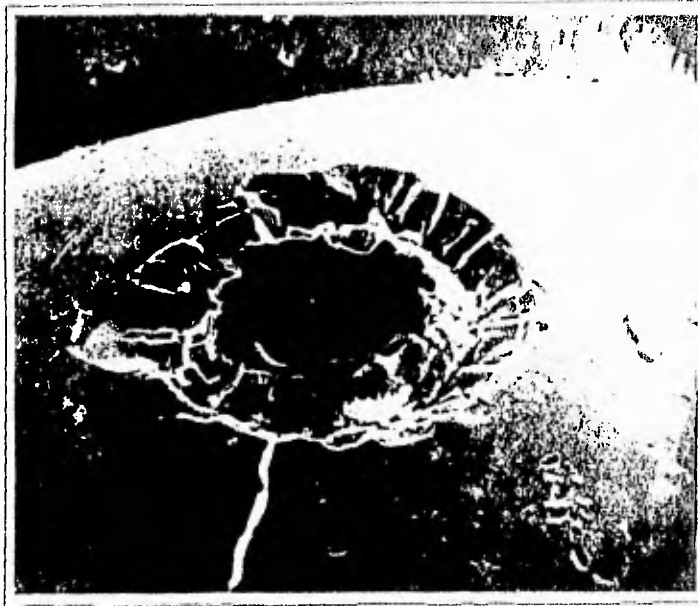


Fig. 9 Fotografía con microscopio electrónico que muestra un micro-cráter de 30  $\mu\text{m}$  de diámetro en una lámina de vidrio traida a la Tierra en la misión Apollo 11. (NRL 379-18261 (Formada de Melosh, 1989))

Cráteres similares a micro-cráteres han sido producidos en el laboratorio usando aceleradores electrostáticos y cañones de gases ligeros para producir pequeños proyectiles a alta velocidad. En estos cráteres de laboratorio el vidrio aparece sólo a impactos con velocidades mayores a 10 Km/s de donde se infiere que la mayor parte de los micro-cráteres en las muestras Lunares fueron formados por partículas primarias de polvo cósmico a alta velocidad.

El proceso de formación de cráteres es el mismo tanto para los micro-cráteres como para aquellos de grandes dimensiones. La diferencia principal es que para los micro-cráteres la dureza de la superficie impactada es determinante en su formación, mientras que la gravedad juega un papel dominante en la mayoría de los cráteres geológicamente importantes. Otra diferencia es que la viscosidad del material de fusión y la tensión superficial son factores significantes en el desarrollo de los micro-cráteres.

## Cráteres Simples

El tipo clásico de cráter pequeño es aquel de elegante forma semi-esférica conocida como cráter simple (Fig. 10 ). esta figura ilustra las características primarias de un cráter simple usando el cráter Lunar Linne de 2.5 Km de diámetro. Este cráter relativamente joven está circundado por un brillante depósito de material expulsado. Tiene un contorno circular y una pendiente interior escarpada en su borde que se va haciendo más suave hacia su centro, aunque dicho centro no es totalmente plano. El perfil del interior del cráter es aproximadamente parabólico. La profundidad del borde al piso de tales cráteres es generalmente 20% de su diámetro ( medido de borde a borde ) y la altura del borde aproximadamente es de el 4% del diámetro ( Melosh, 1989 )

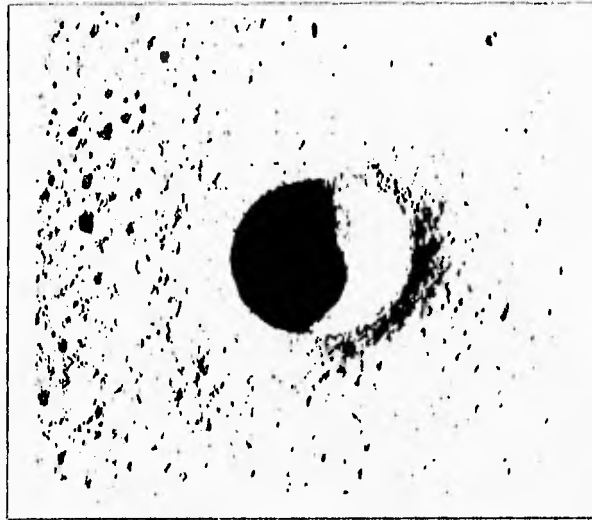


Fig. 10 Las principales características de un cráter simple están ilustradas por el cráter Linne de 2.5 km de diámetro localizado al W de Mare Serenitatis en la Luna . La forma semi-esférica interior es típica de cráteres pequeños en todos los planetas. Foto panorámica tomada ... por el Apolo AS15 - 9333 . ( Tomada de Melosh, 1989 )

Cráteres simples como el Linne en la Luna, son creados por el impacto de un meteorito que se mueve a una velocidad que excede unos pocos Km/s. Los cráteres producidos por proyectiles más lentos tienden a ser irregulares en su anchura, de contornos poco bien definidos. En la Figura 10 se pueden ver

algunos ejemplos de tales cráteres, aunque de menor tamaño. Estos son creados por material secundario expulsado de grandes depósitos de material primario expulsado durante un evento de impacto anterior. Es posible diferenciar cráteres secundarios de cráteres primarios con base en la morfología, a menos que el secundario haya expulsado material a una velocidad mayor de 1 Km/s ya que eso formaría un cráter del tipo de alta velocidad cuando choque a gran distancia del primario. Los cráteres secundarios tienden a formarse en cadenas y grupos, indicando su común y casi simultáneo origen a partir de un impacto mayor.

Pequeños cráteres del tipo simple son abundantes en la Luna, Mercurio, los satélites de Marte y Júpiter y en todos los otros cuerpos del Sistema Solar de los cuales se tienen imágenes de alta resolución. Este no es un límite inferior para el tamaño de cráteres simples, pueden ser tan grandes como la dureza de la superficie lo permita. La morfología de un cráter simple puede ser observada a diámetros arbitrariamente pequeños. El límite superior para el tamaño de los cráteres simples se correlaciona de manera inversa con la gravedad reflejando así un conjunto de características típicas de colapsos. Los cráteres simples por su tamaño reducido son rápidamente modificados por erosión en la Tierra. De este tipo de cráteres en la Tierra el mejor expuesto y más estudiado es el cráter Meteor en el centro-sur de Arizona, E. U. A., al sur de la meseta Colorado ( Fig. 11 ). El cráter Meteor se formó hace 50, 000 años por el impacto de un meteorito de 100, 000 toneladas de hierro con aproximadamente 30 m de diámetro, el cual chocó a una velocidad cercana a 20 Km/s ( Shoemaker, 1960 ).

El lugar del impacto es una área de rocas sedimentarias, y el cráter pudo haberse formado cuando el nivel freático se hallaba más arriba de lo que hoy se encuentra. Se ha observado menos roca de fusión en este cráter que en la mayoría de los otros cráteres de impacto en el mundo, quizá por la presencia de agua en la roca porosa. Existe abundante evidencia de altas presiones de choque en bloques de arenisca y caliza manifestadas como metamorfismo de shock. El diámetro del cráter es de aproximadamente 1100 m, ha sufrido además bastante erosión, ya que su profundidad original era de 200 m y actualmente es de 150 m. La profundidad ha sido disminuida por el relleno de sedimentos lacustres de edades Pleistoceno y Holoceno.

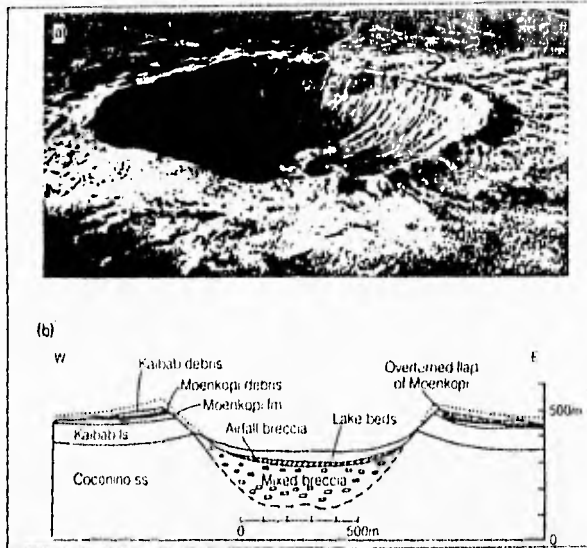


Fig. 11 a) Cráter Meteor, Arizona (Poddy y Zeller, USGS.) Sección geológica del cráter de 1km de diámetro mostrada en (b) (Tomada de Shoemaker, 1960.)

### Cráteres Complejos

En los cráteres Lunares con diámetros entre 10 y 20 Km se tiene un cambio abrupto en la morfología interna, la Figura 12 muestra que el piso del cráter Lunar Bessel de 17 Km de diámetro es relativamente plano y está cubierto con lo que aparentemente son deslizamientos de las paredes del cráter. Abajo del borde del cráter las paredes internas tienen pendientes abruptas, cercanas a un ángulo fijo de reposo; además el cráter es mucho más somero para su diámetro que un cráter simple.

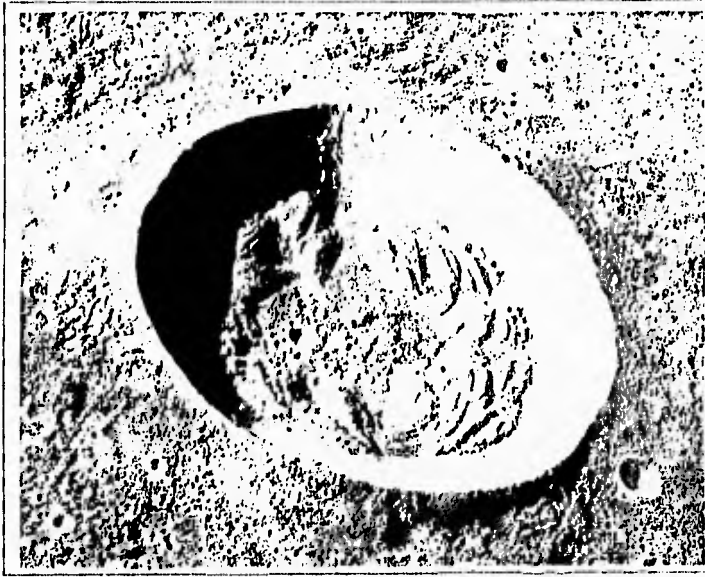


Fig. 12 La morfología más cercana a la transición de un cráter simple a un cráter complejo está representada por el cráter Lunar Bessel de 17 km de diámetro. Observese los deslizamientos en las paredes internas, y las zonas más oscuras en el piso que sugieren un colapso masivo de las paredes. Foto panorámica obtenida por el Apollo .AS15 - 9328. (Tomada de Melosh, 1989.)

La transición de cráteres simples a complejos es más profunda para el cráter Lunar Euler de 25 Km de diámetro ( Fig. 13 ), que exhibe terrazas de deslizamiento en sus paredes y un pico central, además de un piso interior plano. Es evidente que ese gran cráter puede compararse con cráteres simples pequeños. Esa noción de colapso está reforzada por las observaciones de que esta transición de escalas está relacionada de manera inversa con la aceleración gravitacional del planeta en el que se forman los cráteres. Esta transición tiene lugar a los 7 Km de diámetro en Mercurio, que es el doble de la gravedad de la Luna en la superficie, entre 2 y 4 Km aproximadamente en la Tierra, la cual tiene 6 veces la gravedad de la Luna (Shoemaker, 1963 ).



Fig. 13 En el cráter Lunar Euler de 25 km de diámetro aparece un pico central y terrazas en las paredes. Los afloramientos que se observan en las paredes y en las partes más oscuras del piso son probablemente roca de fusión solidificada. En los cráteres terrestres con morfología similar los estratos sepultados están dramáticamente levantados en un pico central *Pinarámica del Apollo AS15 - 0274*. (Tomada de Melo-H, 1989)

Cráteres con terrazas, pico central y pisos planos son llamados "cráteres complejos". Aunque el término fue originalmente aplicado por Dence en 1965 a cráteres terrestres modificados estructuralmente. Las Estructuras Dence, como también se les conoce, pueden referirse a cráteres Lunares colapsados. El pico central en cráteres como el Euler, no son simplemente partículas que se han deslizado de las paredes del cráter y apilado en el centro de el mismo. Estudios de cráteres complejos terrestres muestran que el pico central esta compuesto de rocas que originalmente estaban bajo el piso del cráter y que fueron levantadas a una distancia igual a aproximadamente 8% del diámetro final del cráter. Ese levantamiento a gran escala del fondo del cráter, marca una profunda diferencia entre los cráteres simples y los complejos.

Las características de los cráteres complejos están desarrolladas completamente en el cráter Lunar Theophilus (Fig. 14) de 102 Km de diámetro. El piso plano de Theophilus, se extiende 2.8 Km bajo la planicie circundante y el borde se incrementa 1.3 Km arriba de esta. En su parte plana superficial el borde del cráter está decorado por una garralada de material más brillante de aproximadamente 10 Km de ancho. Una zona de terrazas empieza en la base del escarpe dentro del borde y desciende suavemente a través de una zona de 15 a 20 Km de ancho hasta el piso plano del interior del cráter. Los escarpes están cerca de un ángulo de reposo y las terrazas aparentemente son bloques deslizados. Las terrazas más anchas se localizan justo dentro del borde y tienen entre 5 y 7 Km de ancho. El ancho de las terrazas decrece hacia dentro. Segmentos individuales de terrazas tienen típicamente 10 Km de largo, aunque algunas veces sus terminaciones no son muy claras. Las cimas de esas terrazas están inclinadas hacia afuera y localmente presentan pequeños estanques de roca de fusión fría.

Un grupo sorprendente de picos centrales se elevan 3 Km desde el piso del Theophilus. Como en la mayoría de los cráteres complejos el diámetro de ese conjunto de picos centrales es de aproximadamente 22% del diámetro del cráter ( Shultz, 1976 ). Los picos centrales del Theophilus son usualmente altos. Estos tienen varios cientos de metros arriba del nivel de la planicie circundante, mientras que en la mayoría de los cráteres lunares los picos centrales se encuentran por debajo de ese nivel. Sin embargo, dichos picos son menores que la cresta del borde.



Fig. 14 En el cráter Lunar Theophilus de 102 km de diámetro se muestran las características típicas de un cráter complejo. Un amplio piso plano revestido con roca de fusión separa a las montañas centrales de paredes con terrazas. El desarrollo del cráter Theophilus fue influenciado por el antiguo cráter degradado Cyrillus. *Obtenido por el Apolo 16, cuadro 0692* (Tomada de Melosh, 1989)

La morfología del pico central está un poco más modificada en los demás cráteres de este tipo que se han observado en la Luna que en el Theophilus. En dichos cráteres Lunares con diámetros de aproximadamente 140 Km en los cuales no aparecen picos centrales, se observa un anillo interno concéntrico de montañas irregulares ( Fig. 15 ). Cráteres de este tipo con anillos de picos se han observado en la Tierra, Luna, Marte, y Mercurio; en todos esos casos el diámetro del anillo interno es casi la mitad del diámetro del cráter. Los diámetros de transición en la secuencia dimensión-morfología son inversamente proporcionales a la aceleración gravitacional. Pero en el caso de la transición cráter simple-cráter complejo, la relación es empírica, ya que se cree que puede ser debida a que el material fundido hubiera "salpicado" la parte interna del cráter.



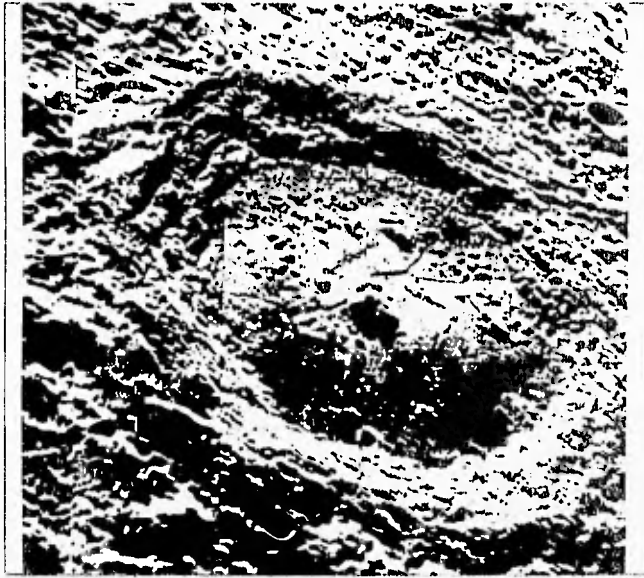


Fig. 15 El cráter Lunar Copernicus de 173 km de diámetro da un ejemplo claro de la transición cráteres con pico central y cráteres con anillo de picos. *Lunar Orbiter Photograph LO1151A1* (Melosh 1989)

En los satélites helados de Júpiter, no se forman cráteres con anillos de picos. En lugar de eso los grandes cráteres complejos en Ganimedes y Calisto, exhiben depresiones centrales ( Fig. 16 ) que pueden o no ser análogos a anillos de picos. Las depresiones algunas veces muestran aumento en sus bordes lo que probablemente se desarrolle después de la excavación del cráter como resultado de un "abombamiento" isostático, es decir una elevación del terreno resultado de la liberación de la presión que se había estado ejerciendo en el piso del cráter.

Cráteres complejos jóvenes de todos tamaños y en todos los planetas tienen extensas cubiertas de material expulsado que típicamente abarcan una vez el diámetro del cráter al que corresponden, independientemente de la aceleración gravitacional. Las partes distales del depósito de material expulsado son también líneas radiales, que muestran signos de fricción y deposición en las partículas, que se mueven rápidamente y de forma radial desde el centro hacia fuera del cráter ( Melosh, 1989 ).



Fig. 16 Cráteres con oquedades centrales en la Luna Joviana Ganímedes. Los cráteres próximos a su degradación total muestran una oquedad central anormalmente grande y pisos "abombados". Los pisos "abombados" son probablemente un resultado de la relajación viscosa subsiguiente a la excavación del cráter. *Voyager PDS - 206.31*  
(Tomada de Melosh, 1989)

#### Cuencas Multi-anilladas

Es común en estudios Lunares citar las cuencas multi-anilladas como el siguiente estado en la secuencia dimensión-morfología. En la Luna, se tienen un caso real para aquellos escarpes que circundan la Cuenca Oriental ( Fig. 17 ) , cuyo diámetro es mayor que el de los cráteres con anillos de picos. Sin embargo, el estudio de grandes estructuras de impacto en otros planetas pone en duda esta simple interpretación. No está claro todavía si los grandes cráteres de impacto en Mercurio ( la Cuenca Caloris de 1300 Km de diámetro ) y en Marte ( Hellas de 2000 Km de diámetro ) son del mismo tipo que la Cuenca Oriental. De hecho si para algunos de los cráteres en Mercurio y Marte se puede demostrar que sean del

tipo multi-anillado de los de la Luna, el diámetro de transición no correspondería con la escala del inverso de la aceleración gravitacional, indicando que el proceso que crea las cuencas multi-anilladas es diferente del colapso que se deduce para cualquiera de las transiciones mencionadas: simple-complejo o pico-anillo de picos.

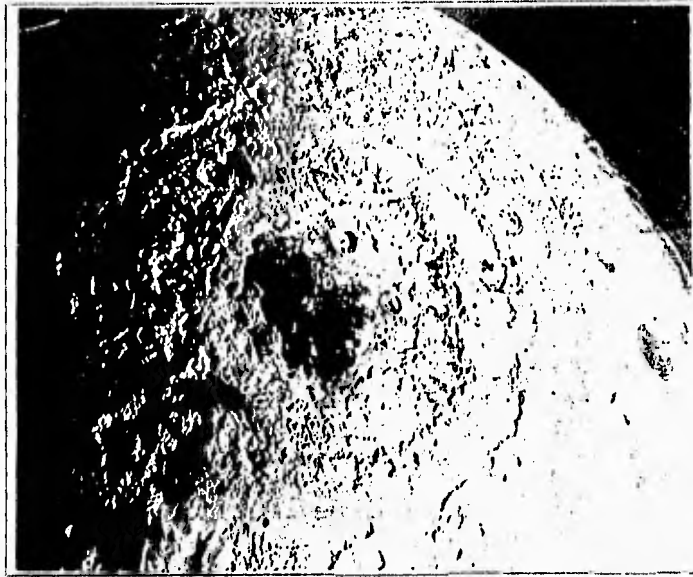


Fig. 17 Vista oblicua del Mare Orientale en la Luna. Nóte la prominencia de los escapes internos que circundan un pequeño mare central. Los anillos próximos a su degradación parecen estar rotos concéntricos. Los cañones observados en la parte inferior de la foto son características de la cubierta del material expulsado — por el impacto que le dio origen. *Lunar Orbiter IV 1968*. (Tomado de Melosh, 1989.)

Ahora es posible aceptar el tradicional punto de vista de que las cuencas multi-anilladas son simplemente un cráter normal de gran diámetro, que ha sido afectado por procesos de colapso si se toman en cuenta las clasificaciones anteriores y el descubrimiento de la cuenca Valhalla en la Luna Joviana Calisto ( Fig. 18 ). Tanto las cuencas multi-anilladas Lunares como las del tipo Valhalla, se han encontrado también en otros cuerpos del Sistema Solar, como por ejemplo en Granimides, la mayor de las lunas Jovianas.

Tradicionalmente se han clasificado a las estructuras con anillo de picos como una variedad de cráteres complejos. A reserva de algunas excepciones notables, la mayoría de los autores han considerado a estos cráteres con anillos de picos como una variedad de cuencas multi-anilladas (Melosh, 1989). Sin embargo este tipo de cráteres se desarrollan como parte de la secuencia normal dimensión-morfología en todos los planetas terrestres.

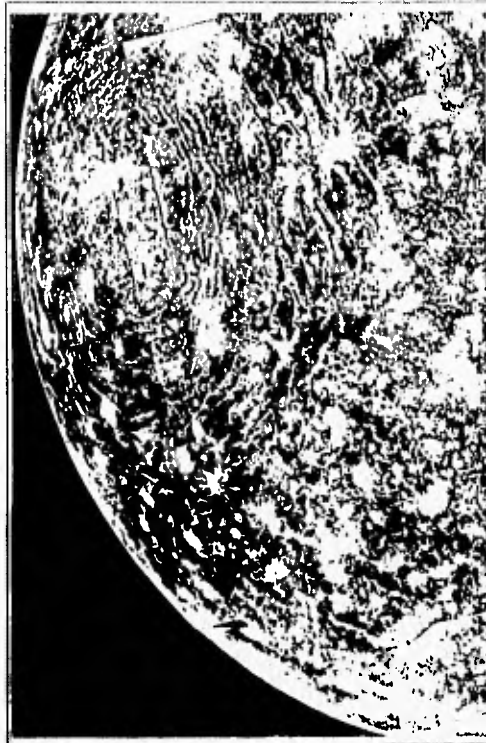


Fig. 18 La cuenca Vallis Planitia en la luna joviana Calisto. El impacto original tuvo lugar en el área de más brillante, dicho brillo es el reflejo del material expulsado durante el impacto. La zona central está circundada por bordes anulares sinuosos, los cuales a su vez están circundados por un anillo cuyos escapes exteriores pueden reconocerse a más de 2000 km del centro de la cuenca. *Mosaico preparado por Jet Propulsion Lab's Image Processing Laboratory.* (tomado de Melosh, 1989.)

El descubrimiento de cuencas multi-anilladas en la Luna, es un caso como el de "no poder ver el bosque por tantos árboles". No se había reconocido sino hasta 1962, que las cuencas multi-anilladas en la Luna son cráteres de grandes dimensiones y que parecen controlar la estructura estratigráfica y tectónica (Hartmann y Kuiper, 1962). Los primeros trabajos posteriores a Gilbert (1893) describieron el sistema de bordes y canales radiales de la Cuenca Lunar Imbrium, pero ninguno reconoció el significado de los prominentes anillos concéntricos que circundaban el Imbrium y otras cuencas hasta que Hartmann y Kuiper (1962), descubrieron la Cuenca Oriental en un estudio de rectificación de fotografías del limbo oeste de la Luna.

Hartmann y Kuiper (1962) originalmente definieron a las cuencas multi-anilladas (o sólo "cuencas" como fueron entonces designadas para separarlas de los cráteres) como "grandes estructuras circulares con no sólo un borde, sino con anillos adicionales o anillos y un sistema de surcos radiales". Ahora es necesario modificar esta definición para separar cuencas multi-anilladas de los cráteres con anillo de picos, que cumplen con la definición original, debido a que son diferentes de las estructuras multi-anilladas que Hartmann y Kuiper reconocieron primero. Las cuencas multi-anilladas son comunes en la Luna y Calisto y algunas han sido reconocidas en Ganimedes; éstas últimas son Lunas de Júpiter. Sorprendentemente, sólo existen casos débilmente soportados en Mercurio, Marte y la Tierra. En las Lunas de Saturno y Urano, no se han observado ejemplos de este tipo de cuencas. A este respecto existen muchas confusiones, ya que en algunos trabajos sobre dichas estructuras en Mercurio y Marte se han descrito cráteres con anillos de picos como cuencas multi-anilladas. Dichas confusiones probablemente se deben a que se ha considerado el anillo de picos y el contorno colapsado de cráteres como anillos. lo que no es correcto, por lo que se discutió sobre el origen de los anillos.

Una razón para la proliferación de identificaciones de estructuras con anillos múltiples en el sistema solar, es que muchos de los científicos planetarios asumen que las cuencas multi-anilladas son el siguiente paso en la progresión dimensión-morfología más allá de los cráteres con anillo de picos. De acuerdo con esa línea de pensamiento, cráteres como Caloris (con 1300 Km de diámetro) en Mercurio o Hellas (2000 Km de diámetro) en Marte simplemente tienen que ser cuencas multi-anilladas, por que son

muy grandes. La evidencia directa para más de un anillo asimétrico alrededor de esos grandes cráteres es escasa.

Ese importante hecho fue puntualizado por Wood y Head en 1976, quienes concluyeron que las cuencas multi-anilladas ocurren a diámetros mayores que 350 Km. En Marte y Mercurio no se han reconocido ninguna de estas estructuras. Es necesario hacer notar que la secuencia Luna-Marte para diámetros es exactamente el inverso de la progresión  $1/g$  de la transición simples a complejos o pico central a anillo de picos, observada en cráteres colapsados. Aunque hasta el momento en la Tierra solo figuraba como una posible cuenca multi-anillada la estructura Manicouagan en el centro de Quebec, en Canadá (Grieve y Head, 1983). Ahora la estructura de Chicxulub en Yucatán, México, es un fuerte candidato para ser de este tipo (Sharpton et al. 1993).

### Cráteres Aberrantes

Un detallado escrutinio de algunos paisajes planetarios puede usualmente revelar algunos cráteres que no cumplen con la progresión dimensión-morfología descrita aquí. La mayoría de estos cráteres que presentan esos cambios pueden explicarse como un resultado de condiciones especiales del impacto o la superficie en la cual se forman. Así casi todos los cráteres elípticos son debidos a impactos altamente oblicuos (Fig. 19), "estratos" de diferente dureza en la parte superficial producen cráteres concéntricos. El fracturamiento fuerte con tendencias regionales anterior al impacto puede producir cráteres poligonales o cuadrados y la topografía preexistente puede dar como resultado terrazas de grandes dimensiones en las paredes de cráteres complejos adyacentes a altos topográficos (Fig. 20). Los cráteres en la Luna y Mercurio son muy similares en cuanto a su anchura, pero muchos cráteres Marcianos son semejantes a pedestales, o tienen enormes picos centrales de forma cónica. Algunas de esas características se cree que son el resultado de la presencia de algún volátil, probablemente agua, no muy abajo de la superficie. Cráteres en Ganimedes y Calisto (ambos satélites Jovianos) frecuentemente poseen grandes depresiones centrales, algunas de ellas con anillos. El origen de esas depresiones se ha argumentado muy poco. Estudios geológicos de cráteres terrestres de unos pocos kilómetros de diámetro sugieren que su forma original fue de un sombrero invertido, con una fosa poco profunda circundando la zona central. Los

cráteres de este tipo pueden ser debidos a fragmentación del proyectil por esfuerzos aerodinámicos, así que para el tiempo en el que choca con la superficie del terreno, el proyectil es más similar a una ráfaga de proyectiles que a un fragmento sólido de roca



Fig. 19 Este cráter elongado de 100 km de largo llamado Schüller, muestra diferencias marcadas, en la altura de sus borde, en la parte central de estos se aprecia un ensanchamiento mayor que en todo lo largo del cráter, además presenta terrazas en sus paredes y un piso plano. Este cráter puede haber sido producido por un impacto de bajo ángulo de uno o más proyectiles. Alternativamente, este puede ser una depresión vulcano-tectónica similar a la depresión Toba en Sumatra, aunque son similares, la mayoría de los rasgos morfológicos de Schüller se observan también en Marte, en el cráter Ceramius Tholus. Como referencia las bandas horizontales tienen una anchura de 17 km. *Lunar Orbiter W-154-113* (Tomada de Melosh, 1989)

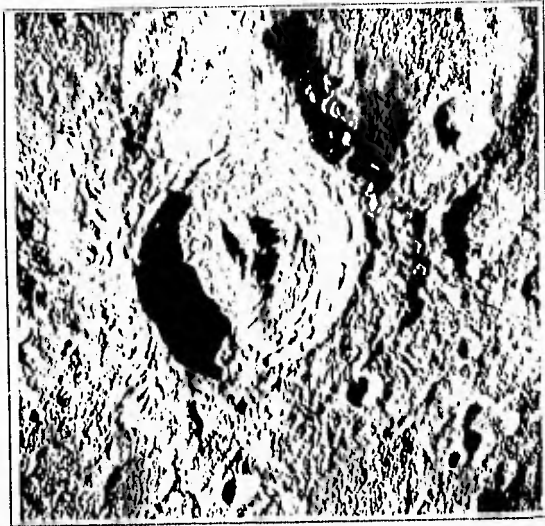


Fig. 20 El cráter lunar King de 17 km de diámetro, exhibe varios rasgos aberrantes, el más obvio de estos es el pico central complejo, que asemeja una tenaza, y los rasgos topográficos en su contorno, que pareciera como si los impactos hubieran sido en una zona lodosa. *Apollo Handbook ASI6-122-195.* ( Tomada de Melosh, 1989 )



### Composición

Las siguiente tabla muestra las diferencias en las características de impacto en función de la densidad.

**TABLA 4**  
**Resumen de la Morfología de Cráteres**  
**(Los Impactos son en una Superficie Planetaria Silicatada)**

Densidad del proyectil g/cm <sup>3</sup>	Velocidad de Impacto Km/s	Volatilidad	Forma del Cráter
1.0	5	alta	semi-esférica
1.0	15	alta	semi-esférica
1.0	45	alta	semi-esférica
0.1	5	alta	semi-esférica de poca profundidad.
0.1	15	alta	semi-esférica de poca profundidad.
0.1	5	baja	piso plano con pico central.
0.1	15	baja	semi-esférica de poca profundidad con un pico central incipiente.
0.01	5	alta	piso plano con un pico central.
0.01	15	alta	piso plano con un pico central.
0.01	45	alta	piso plano con un pico central.
0.01	5	baja	piso plano con pico central.
0.01	15	baja	semi-esférica de poca profundidad con un pico central incipiente.

(Tomada de O'Keefe et al. . 1982)

## PROCESO DE FORMACIÓN DE LAS ESTRUCTURAS DE IMPACTO

El impacto de un meteorito moviéndose a decenas de Km/s en una superficie planetaria, inicia una ordenada pero rápida secuencia de eventos que produce un cráter final. La formación de un cráter de impacto es un proceso continuo que empieza cuando el cuerpo extraterrestre ( el proyectil ) tiene contacto con una superficie planetaria y termina con el movimiento final de partículas alrededor del cráter. Tal comprensión sólo puede obtenerse al agrupar juntos fenómenos similares y dividir el proceso en estados. La primera división propuesta y la que se continúa usando, fue hecha por Gault et al. (1968 ), en la cual se reconocen tres estados generales. Estos estados son: a) contacto ( o contacto y compresión ), excavación, y modificación ( Tabla 5 )

**TABLA 5**  
**Secuencia de Eventos en la Formación de un Cráter de Impacto**

<b>ESTADOS</b>	<b>DESCRIPCIÓN</b>
1.- Estado de Compresión: a) Contacto Inicial b) Jetting c) Sepulchral/Terminal	Transferencia de la energía cinética del proyectil a la superficie impactada, inicio de las ondas de choque.
2.- Estado de Excavación: a) Expansión Radial b) Flujo Lateral c) Expulsión de Material	Proceso de craterización como una manifestación de las Ondas de choque. Aparición de las ondas de alivio.
3.- Estado de Modificación: a) Deslizamientos b) Ajustes Isostáticos c) Erosión y Relleno.	Alteraciones potenciales post - craterización no atribuibles a las ondas de choque

( Tomada de Gault et al. 1968 )

### Estado de Compresión

Se inicia cuando el proyectil contacta la superficie planetaria, generándose ondas de choque inmediatamente, tanto en la superficie impactada como en el proyectil. Las ondas de choque en la superficie planetaria se propagan radialmente hacia afuera desde el punto de contacto en forma de un frente hemisférico, mientras que las presiones que comprimen al material planetario comúnmente alcanzan varios megabars en una pequeña fracción de segundo. En ocasiones, aunque se obtengan altísimas presiones en un periodo de tiempo muy pequeño, este ambiente es suficiente para causar cambios drásticos de estado en los materiales que constituyen la superficie impactada. De manera similar una onda de choque se genera en el proyectil que se transmite a lo largo del vector velocidad original, sin embargo, el proyectil se deforma, empezando a fragmentarse, y en la mayoría de los impactos a hipervelocidad, se vaporiza rápidamente. Durante el impacto del proyectil, la compleja interacción de las ondas de choque con la superficie libre genera ondas de alivio (rarefacción), la primera ocurrencia de esas ondas de alivio, está marcada por la expulsión de partículas en forma de "chorro" ( *jetting* ), cuando las partículas a alta velocidad de la interfase proyectil - superficie planetaria son expulsadas hidrodinámicamente desde el lugar del impacto. El material expulsado incluye fragmentos fundidos e incandescentes de la superficie del proyectil, así como gas ionizado. Las velocidades de eyección del material en "chorros" es tan grande como varias veces la velocidad inicial del impacto. El "destello de impacto" ( *impact flash* ) descrito por algunos investigadores está asociado con el inicio de la eyección. Este estado de compresión, finaliza con la reflexión de la onda de choque desde la parte posterior del proyectil. Para este momento dicho proyectil se encuentra altamente deformado de manera paralela al cráter desarrollado en la superficie planetaria. El resultado principal de este estado es la transferencia de la mayor parte de la energía cinética a la superficie impactada; así también se puede concluir que está caracterizado por altas presiones, temperaturas y velocidades, todo esto localizado dentro de una región comparable en tamaño al proyectil. Se puede decir que es el más corto en duración de todos los estados. Su duración depende del tamaño del proyectil, composición y velocidad de impacto, esta última varía desde .001 s para un proyectil silicatado de 10 m que choca a una velocidad de 10 Km/s hasta 0.1 s para un proyectil de 1 Km de diámetro bajo las mismas condiciones.

#### Estado de Excavación

Este estado se inicia inmediatamente después de que termina el estado de compresión. Durante este estado, una onda de choque más o menos hemisférica se propaga en la superficie planetaria, debilitándose y abarcando más material. Esa onda de choque y el siguiente conjunto de ondas de alivio ponen en movimiento el material del cuerpo impactado, iniciando una excavación subsónica, así el flujo de material que se genera eventualmente abre el cráter, grandes masas de material son expulsadas del cráter embrionario a esfuerzos relativamente bajos y velocidades de bajas a intermedias.

El diámetro del cráter resultante es muchas veces mayor que el proyectil que lo produce ( esta es una de las mayores diferencias entre impactos a alta velocidad y el tipo más familiar de penetración a baja velocidad ). La cortina que se forma con el material expulsado cubre posteriormente el terreno adyacente al cráter, esta es la parte terminal del estado. Esta parte del proceso de craterización es mucho más duradera que el estado de compresión, requiriendo de segundos o minutos para alcanzar su terminación, lo que depende sólo del tamaño del cráter.

#### Estado de Modificación

Incluye todas las modificaciones post-craterización de la morfología del cráter, los procesos predominantes son la erosión y el relleno. Deslizamientos de los bordes y de las paredes se observan comúnmente en cráteres grandes especialmente aquellos de más de 10 Km de diámetro. Aunque un cráter de impacto reciente puede tener una relación de profundidad a diámetro de 1:5 ó de 1:6, en ocasiones deslizamientos rápidos posteriores al evento pueden cambiar esa relación considerablemente, tanto como 1:8 ó 1:7. Las terrazas que se observan frecientemente en las paredes de cráteres Lunares grandes son causadas seguramente por deslizamientos. Los picos centrales son bloques con orientaciones e inclinaciones aleatorias que aparentemente han sido arrancados del piso del cráter durante los estados terminales de la formación del cráter o justo después de que este se ha formado. Es posible que la formación del pico central se deba al rebote inelástico de las rocas que subyacen el piso del cráter. Lo que puede ocurrir inmediatamente después de que el frente de choque atraviese y comprima altamente las rocas

bajo el cráter. Los picos centrales raramente se observan en cráteres pequeños, pero virtualmente se observan en todos los cráteres mayores a 10 Km.

Las ondas de choque reflejadas de capas profundas y velocidades de interfase pueden citarse también como una posible causa de la formación del pico central. Los ajustes isostáticos son procesos igualmente importantes en la modificación de la morfología en cráteres grandes. La porción central y la parte más profunda del cráter es levantada gradualmente y puede causar complicaciones estructurales adicionales en el cráter.

#### Importancia Económica de las Estructuras de Impacto

La importancia económica de las estructuras de impacto radica en las altas presiones y temperaturas alcanzadas durante su formación, las cuales pueden dar lugar a una serie de características que pueden culminar con la formación de un yacimiento mineral. Tal concentración de minerales sería el resultado de los procesos que se lleven a cabo durante el impacto (por ejemplo la formación de diamantes de impacto) o de las consecuencias generadas por éste, como el emplazamiento de fluidos mineralizantes ascendentes en los sistemas de fallas o fracturas profundas resultado de la colisión del cuerpo celeste con la superficie planetaria (Morrison, 1984). La diferenciación del material fundido en el impacto puede generar concentraciones minerales importantes gracias a que el tiempo que tarda en enfriarse ( $t_c$ ) dicho material es relativamente grande y está dado por:

$$t_c = H^2 / k \quad (1)$$

Donde  $k$  es la difusión termal que para una roca promedio es de  $\times 10^{-6}$  m<sup>2</sup>/s y  $H$  es la profundidad del cráter (Melosh, 1989). El lento enfriamiento de la roca de fusión puede generar además rocas tanto de texturas volcánicas como plutónicas, así como metamorfismo termal de las rocas adyacentes que posiblemente dará lugar a yacimientos de algún tipo. Otro rasgo que hace factibles a las estructuras de impacto para que constituyan yacimientos minerales, es el material que se encuentra rellenando a la estructura, dicho material puede ser susceptible de explotarse como en el caso de los depósitos de

diamonta y de arenas silicas, o que el crater mismo forme trampas estructurales que podrian acumular hidrocarburos si las condiciones son favorables (algunos ejemplos se muestran en la Tabla 6).

**TABLA 6**  
**Depósitos y Manifestaciones de Minerales**  
**Económicos en Estructuras de Impacto.**

Nombre	País	Diámetro ( Km )	Minerales
Benchinné-Salaty	Yacut, URSS	8	Pruta
Boltysh	Ucrania, URSS	24	Lutitas carbonosas
Brent	Ontario, Canadá	3.8	Yeso, Anhidrita
Carswell	Saskatchewan, Canadá	37	U
Crooked Creek	Missouri, USA	7	Pb, Zn
Decaturville	Missouri, USA	6	Pruta
Ijinsy	Ucrania, URSS	5	Agua
Kaluga	RFSFR, URSS	15	Agua
Kara	RFSFR, URSS	65	Diamantes de Impacto
Logosk	BSSR, URSS	10	Ambar, Fosforita, Agua
Lunar	India	1.8	Tiena, Carbonato de Na
Manson	Iowa, USA	35	Agua
Meteor	Arizona, USA	1.2	Arena Silica
Obolén	Ucrania, URSS	15	Lutitas Carbonosas
Popigai	Siberia, URSS	100	Diamantes de Impacto
Puchezh-Fatunki	RFSFR, URSS	80	Diamantes de Impacto, Zeolitas
Red Wing	Dakota, USA	9	Petroleo
Ries	Alemania	26	Lignito, Bentonita
Rogozno		9	Diatomita
Rotmistrovka	Ucrania, URSS	2.5	Lutitas Carbonosas
St. Martin	Manitoba, Canadá	23	Yeso, Anhidrita
Serpent-Mount	Ohio, USA	6.4	Zn
Sihjan	Suecia	52	Pb, Zn, Hidrocarburos
Sudbury	Ontario, Canada	200	Cu, Ni, Pt, Pb, Zn
Terny		11	Fe, U
Ust-Kara	Vredfut, Sudáfrica	25	Diamantes de Impacto
Zapadnaja		3.2	Diamantes de Impacto
Zhamnashin	SSR, URSS	13	Bauxitas, Vidrios de Impacto

## CAPITULO II ESTRUCTURA DE IMPACTO CHICXULUB

Aunque sepultada por rocas de plataforma de edad Terciaria con espesores de más de 300 m, datos geofísicos de gravimetría y magnetometría indican una estructura de impacto con un diámetro máximo de 300 Km (Peanfield y Camargo, 1981). Esta estructura es el cráter de impacto más grande que se ha identificado hasta hoy en la Tierra y representa el evento de impacto más energético registrado de los últimos 3 800 m. a. en el Sistema Solar Interno; Fig. 21a y b.

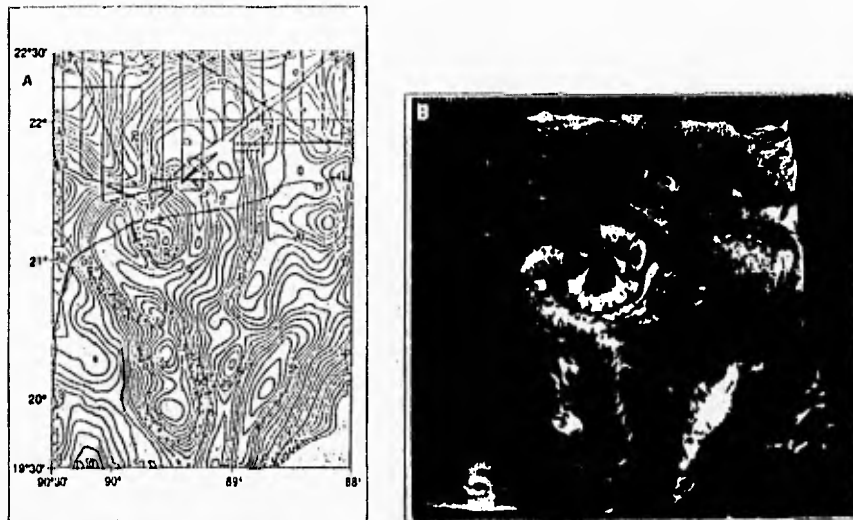


Fig. 21 (A) Contornos de anomalías gravimétricas para el área mostrada en la figura 22, el centro de la estructura está marcado con una cruz (+). Los puntos pequeños designan estaciones gravimétricas. Antes de trazar las curvas se realizó un filtrado de los datos por convolución, utilizando una malla de 11 por 11 millas (7.2 km por 7.2 km). El intervalo entre curvas es de 2 mgal. (B) Datos de anomalías gravimétricas en relieve de la misma zona anterior. La figura está vista de sur a norte con un ángulo de 60°.  
(Tomadas de Sharpton et al., 1993)

El impacto que generó dicha estructura tuvo lugar cuando la plataforma de Yucatán, constituía un ambiente activo de deposición de carbonatos. Puesto que la región se encontraba cubierta por un mar somero, la estructura sólo estuvo expuesta a la acción erosiva de las olas generadas por el impacto mismo, aunque las partes más altas de los anillos pudieron haberse encontrado fuera del agua durante un tiempo

considerable después del impacto. No existe evidencia topográfica que indique la presencia de la estructura, pero además de la evidencia geofísica, se han podido realizar diversos análisis geoquímicos con muestras de los núcleos recuperados en los tres pozos de PEMEX perforados en los 50's ( Fig. 22 ), en los que se habían reportado brechas y rocas cristalinas interpretadas en ese entonces como una secuencia volcánica. A la luz de nuevas interpretaciones y análisis se encontró evidencia inequívoca de metamorfismo de impacto tanto en la brecha como en las rocas cristalinas reportadas.

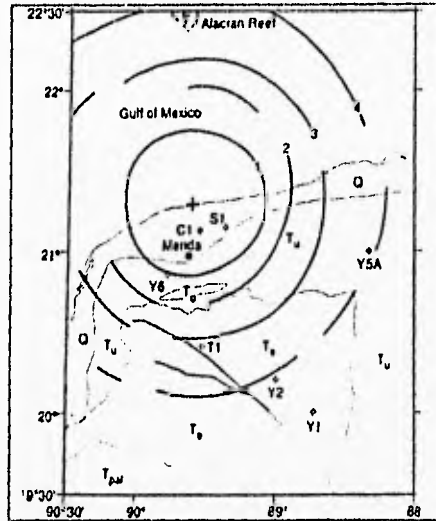


Fig. 22 Mapa geológico y antitos de la cuenca multianillada, Yucatán México. Los pozos C1 ( Chicxulub 1 ), S1 ( Sacapuc 1 ) y Y6 ( Yucatán 6 ) cortaron roca de fusión, brecha de impacto sepultadas por calizas. Los otros pozos que se muestran en la figura son Yucatán 1- (Y1), Yucatán 2 (Y2), Yucatán 5A ( Y5A), y Ticul 1 (T1). Las unidades carbonatadas en superficie son Q (cuaternario; < 2 ma), Tu (Terciario superior; 2 a 35 ma), Te (Eoceno; 35 a 55 ma), y Tpal (Paleoceno; 55 a 65 ma ) ( Tomado de Sharpton et al. , 1993 )

Se han utilizado como evidencia para una correlación genética las similitudes en composición entre las tektitas encontradas en el límite K/T de Haití y los productos de impacto en Chicxulub (Hildebrand, 1991) y Kring et al. , 1992 ). Sin embargo en Chicxulub, la composición del material fundido



varia de andesítico a dacítico, posiblemente reflejando diferentes proporciones de las rocas existentes en la secuencia original ( Kring et al ., 1992 )

En la brecha, fragmentos de algunos centímetros muestran una roca metamórfica de grano fino a grueso proveniente de un terreno metamórfico de medio a alto grado. La roca predominante del basamento es un gneis de grano medio a grueso de color rosa que contiene ~ 10 % de cuarzo, ~ 80 % de feldespato alcalino y ~ 10 % de plagioclasa baja en calcio. Un análisis con microscopio electrónico de los granos de feldespato estableció un rango composicional mínimo para el feldespato alcalino y la plagioclasa de  $An_1Ab_{96}Or_1 - An_2Ab_{13}Or_8$ , y  $An_3Ab_{96}Or_1 - An_{16}Ab_{76}Or_4$ , respectivamente. Los minerales tales como biotita, piroxeno u hornblenda son raros en los clastos graníticos, posiblemente debido a la alteración. Existen esfena, apatito y circon pero sólo como elementos traza. Los contactos entre granos, es decir las relaciones existentes entre sus límites, revelan cizallamiento y recristalización considerable antes del impacto. Además, ~20 % de los clastos de filosilicatos en la brecha contienen vidrios relictos de formas irregulares con un ancho  $\approx$  1 mm ( Quezada et al ., 1992 ) que son similares en elementos mayores a los feldespatos en los clastos graníticos ( Tabla 7 ).

Tabla 7  
Análisis de Elementos Mayores

	1 Y6-N14 Clastos Fundidos	2 Y6-N14 Clastos Fundidos	3 Y6-N17 Roca de Fusión	4 Y6-N19-I Matriz en la Roca de Fusión	5 Y6-N19R Clastos Fundidos	6 Cl-N10 Roca de Fusión	7 Y6-N14 Vidrio Mucral	8 tektitas Haití	9 Andesita	10 Dacita
SiO <sub>2</sub>	67.9	60.9	62.3	61.2	57.6	64.4	57.9-61.7	60.1-67.9	60.0	66.8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.9	16.6	14.6	14.7	15.1	14.9	19.7-24.6	13.7-15.3	14.9	18.2
FeO	5.2	9.1	4.8	3.9	4.2	4.6	0.2-1.0	4.0-5.7	10.8	2.14
MgO	2.5	5.4	2.9	2.7	3.1	2.8	b.d.-0.8*	2.2-3.8	2.47	1.50
CaO	1.7	1.9	8.8	9.3	11.4	5.5	1.2-1.5	4.5-10.9	6.03	1.17
Na <sub>2</sub> O	0.6	0.9	4.9	2.7	3.6	4.3	4.1-7.0	2.4-3.7	3.39	4.97
K <sub>2</sub> O	2.7	1.6	2.5	2.9	1.8	2.7	0.1-1.0	1.0-1.8	1.18	1.92
TiO <sub>2</sub>	0.7	1.0	0.5	0.4	0.3	0.5	0.01-0.8	0.48-0.84	1.13	0.23
MnO	0.07	0.09	0.1	0.1	0.11	0.09	b.d.-0.05	0.0-0.18	0.20	0.06
SO <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.07	0.1	0.12	0.1	b.d.-0.07	*		
Suma	98.3	97.5	101.5	98.0	97.4	99.8			100.1	99.0

Análisis de las muestras de Chicxulub, tektitas de Haití y rocas continentales típicas. Columnas de 1-6, análisis con microsonda de los vidrios producidos por la fusión directa de la muestra (Sharpton et al., 1992). Columna 7, análisis con microsonda de los vidrios diaplecticos (Sharpton et al., 1992). Columna 8, análisis con microsonda de tektitas aleatoriamente seleccionadas (Lind, 1991). Columnas 9 y 10, andesita y dacita típicas (Baker, 1982).

(Tomada de Sharpton et al., 1992)

Los análisis presentados en la Tabla 7 dieron bajos totales (~ 91 wt %) sugiriendo que estuvieron expuestos a una hidratación secundaria. Otros clastos del basamento presentes en la brecha son esquistos, metacarcitas y raramente milonitas. Esos tipos de roca son similares, en mineralogía, estructura y textura, a los clastos encontrados en el límite K/T de todo el mundo (Sharpton et al., 1992 e Izett, 1990). El hecho de haber encontrado esas litologías en la secuencia de Chicxulub, evita la necesidad de buscar otra fuente de origen para dichos clastos.

La evidencia de metamorfismo de impacto en los clastos de la brecha es abundante e inequívoca: una tercera parte de los granos de cuarzo y la mayoría de los granos de feldspatos en los clastos del basamento o como xenocristales en la roca de fusión, contienen múltiples conjuntos de rasgos planares de deformación. Estos conjuntos corresponden a diferentes orientaciones cristalográficas características de las lamelas producidas por impacto en cráteres bien estudiados (French, 1968). Las orientaciones medidas se muestran en la Figura 23. La presencia de lamelas del tipo A y B (6 - 10 GPa) en conjunto con tipos C y D (~ 23 GPa) indican que esa brecha contiene materiales de la secuencia original derivados de varias

zonas donde se ejercieron presiones externas, y corresponden además con la variación radial de las distancias desde el centro del impacto (Robertson et al., 1977). otros indicadores de impacto comunes en las muestras de Chicxulub, son el mosaiquismo de impacto (Sharpton et al., 1989) y vidrios diaplecticos, incluyendo maskelinita.

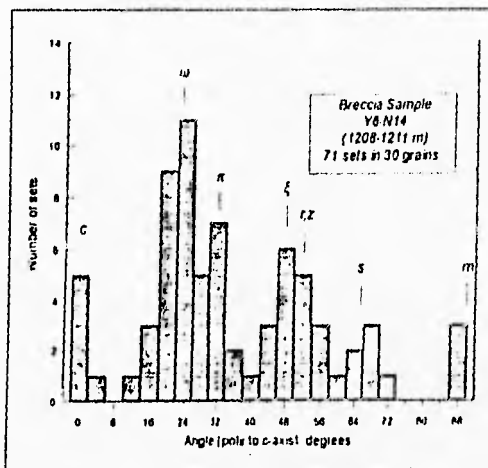


Fig. 23 El histograma muestra las variaciones en ángulo entre el eje c-y el polo de los rasgos planares de deformación en granos de cuarzo. Las orientaciones cristalográficas características de los rasgos planares de deformación en cuarzos de impacto se encuentran aquí indicadas: los tipos A y B son las orientaciones  $\epsilon$  y  $\omega$ , los tipos C y D son  $r$ ,  $\pi$ ,  $\zeta$ . (Tomada de Sharpton et al., 1992)

En varias muestras de la roca de fusión se detectaron concentraciones de iridio por arriba de las concentraciones típicas de la corteza terrestre. Dichas medidas de iridio varían en un rango de  $2.5 \pm 0.5$  partes por billón ( p. p. b. ) a  $13.5 \pm 0.9$  ppb, consistente con la abundancia relativa de material meteorítico ( $\sim 0^{-2} \times CI$  condrita) en rocas de fusión de otros impactos terrestres con firmas de elementos siderófilos bien caracterizados (Grieve, 1982).

Es posible que todas las muestras de roca de fusión tengan contenidos de iridio anómalamente altos. Las variaciones en el contenido de iridio son similares a las que se han observado en otras

estructuras de impacto ( Palme et al. , 1970 ) y puede ser el resultado de una mezcla no uniforme del proyectil en la roca de fusión, fraccionándose durante la cristalización y/o la subsecuente alteración, particularmente en presencia de agua de mar ( Grieve et al. ,1982 y Palme, 1982 )

Por lo que respecta a la edad esta se midió en muestras de la roca de fusión utilizando el método de  $^{40}Ar/^{39}Ar$ . En los análisis realizados, con un nivel de confianza del 95 %, la edad obtenida de  $65.2 \pm 0.4$  (  $\sigma 1$  ) m. a. no difiere del promedio de las tres mejores obtenidas en análisis independientes (  $64.98 \pm 0.05$  m. a. ) realizados de manera simultánea. Probablemente las diferencias que se observan en las espectros de edades obtenidos se deban a diferentes grados de alteración, aunque para Chicxulub se desconoce una relación precisa entre el grado de alteración y la edad obtenida. Dichas edades son estadísticamente indistinguibles de las obtenidas en las tektitas de Haití por el método de  $^{40}Ar/^{39}Ar$  de  $64.5 \pm 0.1$ ,  $64.75 \pm 0.08$  m. a. y  $64.91 \pm 0.06$  m. a. ( Izett et al. , 1991; Hall et. al. , 1992; McWilliams et al. , 1992) y para el Mimbral, México de  $65.07 \pm 0.10$  m. a. ( Swisher et. al. , 1992 ).

Las propiedades magnéticas evaluadas para las rocas de fusión son consistentes con la edad del límite K/T. La Tabla 8 resume las propiedades magnéticas analizadas de dos muestras de la roca de fusión.

**Tabla 8**  
**Propiedades Magnéticas de la Roca de Fusión en Chicxulub**

Muestra	Inclinación ( grados )	Intensidad ( $10^{-3} Am^{-1}$ )	Susceptibilidad ( $10^{-3}$ unidades S. I. )
Y6-N17-1A	-45.4	110.5	470
Y6-N17-1B	-40.3	83.5	350

( Tomada de Sharpton et al. , 1992 )

La magnetización en ambas muestras es principalmente univectorial y estable; las características remanentes se deben a los minerales de baja coersitividad de la serie de las titanio-magnetitas. La inclinación principal de  $-43^\circ$  ( arriba de la horizontal ) indica que la roca de fusión de Chicxulub se cristalizó y enfrió durante un intervalo de reversión de polaridad del campo geomagnético. Revisiones actuales de las reversiones magnéticas en la escala del tiempo ( LeBreque et al. ,1977 ) indican que el chron 30R es probablemente no más joven de  $66.76$  m. a. y el chron 28R no más antiguo que  $64.34$  m. a.

Además el único periodo de reversión geomagnética que es consistente con las edades de cristalización de la roca de fusión en Chicxulub es el cron 29R ( Sharpton et al. , 1992: ) el cual va de 64.68 a 65.37 m. a. y coincide con el límite del K/T. Por lo anterior es indudable que la estructura Chicxulub es la fuente de los depósitos del material que se encuentra en el límite K-T y que es el resultado del impacto de un cuerpo extraterrestre con la superficie de la Tierra.

### CAPITULO III METODOLOGÍA

De las muestras del pozo Yucatán - 6 ( Fig 24 ) proporcionadas por PEMEX a la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), se encontraban algunas laminas delgadas disponibles en el Lunar and Planetary Institute ( LPI ) en Houston, debido a que existe un convenio de colaboración entre el Instituto de Geofísica de la UNAM y el LPI. Dichas muestras, son representativas de los productos generados en el impacto, tanto la brecha como la roca de fusión contiene clastos que claramente definen su origen y condiciones de formación.

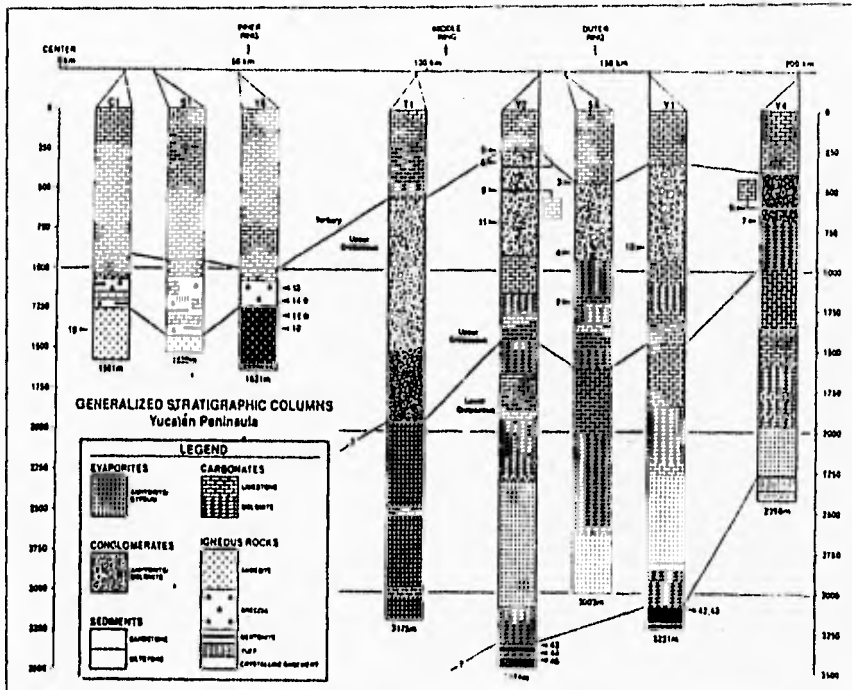


Fig. 24 Columnas estratigráficas elaboradas con datos de los pozos ubicados en las cercanías de la estructura de impacto Chicxulub. La distribución de los pozos es de acuerdo a la distancia radial desde el centro. Las muestras estudiadas están marcadas con estrellas. (Tomado de Vera et al., 1993)

Así como primer paso del trabajo se eligieron muestras representativas tanto de la brecha como de la roca de fusión, para lo cual se realizó una inspección petrográfica de todas las láminas disponibles y

se determinó cuales contenían materiales que mostrarán de manera clara las relaciones genéticas entre la roca de donde provienen y la roca que ahora los contienen. Utilizando fotografías a gran escala realizadas en el Johnson Space Center ( JSC ) de la National Aeronautics and Space Administration ( NASA ) de las láminas seleccionadas, Y6 - N14 - 2A la brecha de impacto y Y6 - N17 - 1A la roca de fusión ( Fig. 25 ), se realizaron mapas petrográficos. La identificación de cada uno de los tipos de clastos encontrados así como sus relaciones mineralógicas y texturales se determinaron con el uso y aplicación de técnicas de microscopio petrográfico y microscopio electrónico ( SEM ). Ambos equipos fueron facilitados tanto en el LPI como en JSC de la NASA, donde para sus uso se proporcionó una capacitación adecuada. Es importante destacar que el trabajo se realizó con la ayuda y supervisión de los Doctores Sharpson y Schuraytz del LPI, tanto en el aspecto técnico como teórico del uso del equipo e interpretación de los resultados obtenidos.

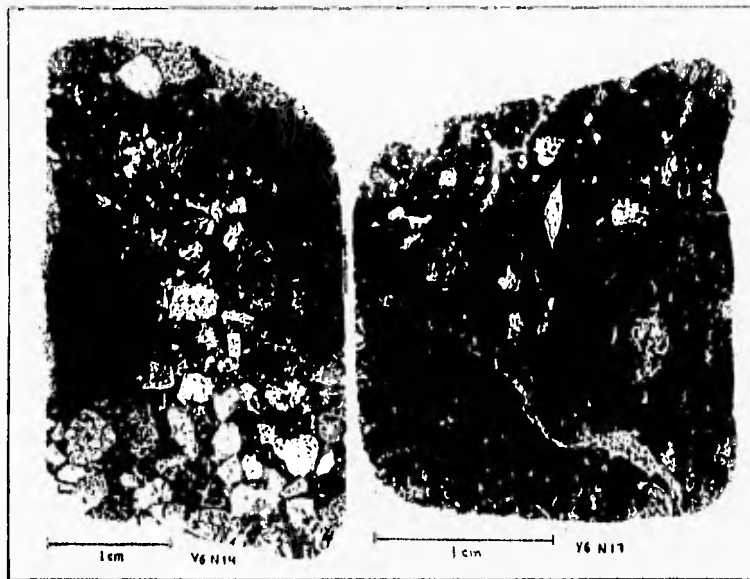


Fig. 25 Muestras estudiadas. La brecha de impacto es la lamina de la izquierda y la de la derecha corresponde a la roca de fusión, notase las diferencias texturales entre ellas que a primera instancia denotarían un origen diverso, pero las similitudes existentes en la composición de los clastos su distribución y posición estratigráfica hacen ver lo contrario.

## CAPITULO IV RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La descripción petrográfica resultado del análisis de las muestras al microscopio petrográfico y con el microscopio electrónico de barrido (SEM) se presenta a continuación

Y6-N14-2A

Esta muestra corresponde a la brecha de impacto y consiste de clastos de tamaños que van desde arenas gruesas hasta guijarros contenidos en una matriz de proporciones arcillosas, los clastos de mayor abundancia en la muestra son de 0.5 mm<sup>2</sup>. Para este estudio se consideraron como clastos todos aquellos fragmentos con una área mayor a 0.075 mm<sup>2</sup> ( Fig. 26 ). Los clastos de mayor abundancia son fragmentos de una roca cristalina de grano fino compuesta de microlitos de feldespatos en una mesostasis vítrea con proporciones variables de cuarzo no digerido y xenocristales de feldespatos. Los xenocristales exhiben rasgos de deformación, así como indicios texturales de desequilibrio químico ( por ejemplo, una corona de piroxenos ) que indican que esos fragmentos provienen de la roca de fusión. Existen también numerosos clastos de vidrios diapléticos parcialmente alterados y devitrificados. Un estudio previo realizado con SEM concluyó que esos vidrios son composicionalmente similares a los feldespatos observados en clastos del basamento que no se fundieron y que pueden observar en esta misma muestra ( Sharpton et al , 1992 ). La presencia de tales minerales vítreos relictos sugieren que esos clastos fueron fundidos instantáneamente bajo la influencia de presiones de impacto y subsecuentemente enfriados de manera igualmente rápida, posiblemente bajo la influencia del agua de mar. Los fragmentos preservados del basamento constituyen ~35 % de la muestra. Los tipos de roca predominantes son gneis de feldespatos alcalinos de grano medio y esquisto de biotita y cuarzo de grano fino. Se observaron también clastos de caliza y anhidrita en ~4% derivados estos de una secuencia mesozoica de sedimentos de plataforma. Esto sugiere que ambos materiales de la plataforma debieran estar preferencialmente divididos en la matriz (debido a su fácil disgregación o bajo punto de fusión ), o que la formación de la brecha involucrara más basamento que sedimentos de la secuencia mencionada. La matriz criptocristalina está compuesta de micrita, yeso,



filosilicatos y cuarzo, y constituye ~21% del total de la muestra. Las pequeñas fracturas y poros están rellenos con  $\text{CaSO}_4$  y forman ~1 % de la muestra

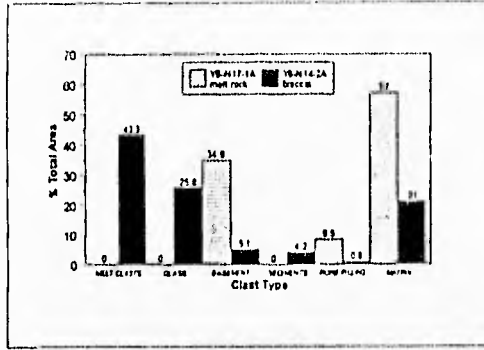


Fig. 26 La gráfica compara las diferencias existentes entre la abundancia de los clastos con áreas determinadas y los diferentes tipos de estos en la roca de fusión y la brecha generados como resultado de el proceso de impacto en el K-T.

Y6-N17-1A

Esta muestra corresponde a la roca de fusión, los clastos son exclusivamente rocas del basamento que no fueron fundidas y algunos cristales aislados ( Fig. 26 ). Los mosaicos de cuarzo y feldespato altamente deformados y recrystalizados que se observaron corresponden probablemente a gneises graníticos del basamento fragmentado y parcialmente fundido como consecuencia de los procesos de impacto. Los cristales aislados que se mencionaron anteriormente son feldespatos con bordes subredondeados a angulosos, se observan también algunos de esos feldespatos con texturas poikilíticas. Los mosaicos de cuarzo y feldespato típicamente se encuentran parcialmente digeridos y circundados por una corona de piroxenos similar a la que se observa circundando xenocristales en las rocas de fusión de otros cráteres de impacto terrestres ( Floran, 1978 ). En la matriz, existen también dominios equidimensionales de cuarzo microcristalino, feldespato y óxidos de hierro, en ocasiones contienen vesículas rellenas con calcita o anhídrita que pueden representar clastos del basamento casi completamente asimilados por el fundido. La matriz está compuesta de de piroxenos microlíticos y feldespatos en una mesostasis vítrea. Los óxidos de fierro y ferromagnesianos se encuentran heterogéneamente distribuidos en la matriz. El sulfato de calcio que rellena las fracturas comprende ~ 8.5% del total de la muestra.

## CAPITULO V CONCLUSIONES

La Figura 27 resume la distribución de tamaños de los clastos en la muestra Y6-N14-2A. En esta se aprecia una clara distribución bimodal en el tamaño de los clastos, un componente de grano fino (matriz) conformado por partículas menores a  $\sim 0.5 \text{ mm}^2$  y un segundo componente en el cual los clastos están dentro de un rango de  $\sim 1.00 \text{ mm}^2$  y  $> 30 \text{ mm}^2$  ( Fig. 27 ). El sesgo que sufre la curva en la parte que corresponde a la fracción fina sugiere que la matriz está compuesta por partículas que no fueron fundidas. La distribución bimodal aparente en Y6-N14 es evidente también en la muestra de la roca de fusión ( Fig. 28 ), aunque en este caso la declinación que sufre la curva de distribución de clastos  $< 0.3 \text{ mm}^2$  indica una asimilación preferencial de esa fracción, debido a que la interrupción en las curvas de distribución ocurre en el mismo intervalo para ambas muestras. En la roca de fusión esto se debe a que si bien es cierto que los clastos pequeños son mayores en abundancia, también es cierto que se funden con mayor rapidez debido a que ofrecen mayor área de exposición. Consecuentemente, la retención de una fracción de clastos  $< 0.5 \text{ mm}^2$  en N17 en presencia de clastos  $\sim 30 \text{ mm}^2$  parcialmente digeridos, indica periodos altamente variables de enfriamiento en la secuencia de solidificación de la roca de fusión. Aunque la distribución bimodal puede ser una característica inherente de las rocas de la secuencia original, esto se observa también en otro tipo de clastos ( Fig. 27 ). Como el tipo de clastos predominantes en N14 son de la roca que se fundió con el impacto, eso hace pensar que la distribución bimodal es una característica impartida a las brechas y a la roca de fusión durante su violento transporte y emplazamiento.

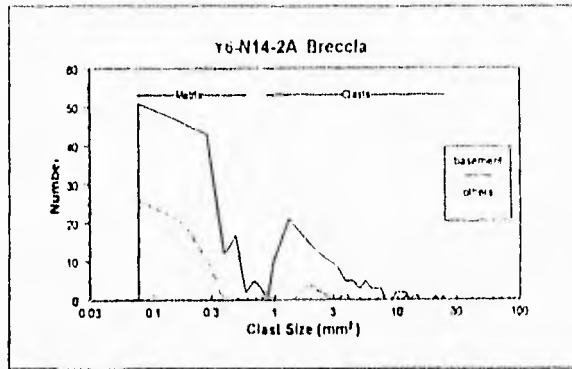


Fig. 27 Distribución de clastos en la brecha de impacto de acuerdo con su tamaño

Así la importancia del trabajo, además de proporcionar una fuente de información de un campo relativamente desconocido en nuestro país, radica en el hecho de que por primera vez se considera la distribución de los clastos de acuerdo con sus dimensiones y se establece una relación directa con su composición y génesis, llegando a la conclusión de que sólo a un fenómeno tan violento y rápido como el impacto de un cuerpo extraterrestre se le pueden atribuir las características de los materiales analizados y no a algún proceso geológico común.

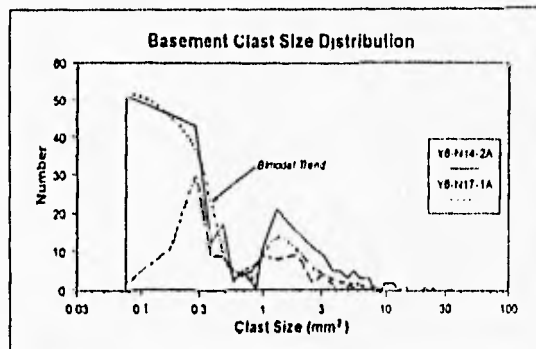


Fig. 28 Distribución de clastos del basamento de acuerdo con su tamaño tanto en la roca de fusión como en la brecha generadas por el proceso de impacto en el K-T.

## LITERATURA CITADA

- Alhrens, T. y O'Keefe, J. ( 1983 ) " Impact of an Asteroide or Comet in the Ocean and Extinction of Terrestrial Life " Proc. XIII Lunar and Planet. Sci. Conf. Part 2. Geophys. Res., Vol 88, Suppl. A799 - A906.
- Albritton, C. ( 1989 ) " Catastrophic Episodes in the Earth History " Chapman & Hall, New York. pp 221.
- Alvarez, L., Alvarez, W., Asaro, F. y Michel, H. (1980). " Extraterrestrial Cause for the K/T Extinction ". Science, Vol. 208 pp 1095 - 1108
- Alvarez, W. et. al. ( 1982 ) - " Geol. Soc. Am. Spec. Paper " , pp 305 - 315.
- Alvarez, W. y Muller, R. (1984). " Evidence From Crater Ages for Periodic Impacts on the Earth " Nature. Vol. 308. 19 abril.
- Alvarez, W., Smit, J., Asaro, F., Lowri, W., Kastner, M. y Margolis, S. ( 1991 ). " Proximal Impact Deposits at the Cretaceous - Tertiary Boundary in the Gulf of Mexico: Reinterpreting DSDP Sites 536 and 540 " geol. Soc. Amer. Abstr., A420.
- Baker, P. E. ( 1982 ). " Andesites " . Wiley, New York, USA. pp 11 - 23.
- Baldwin, R. ( 1981 ). " On the Tsunami theory of the origin of Multi-Ring Basins. In Multi-Ring Basins " . Proc. Lunar planet. Sci. Conf. 12A, pp275 - 288.

- Bjork, R. ( 1961 ). " Analysis of the Formation of Meteor Crater, Arizona: A preliminary report " *J Geophys Res.* 66 pp 3379 - 3387.
- Blum, J. , Chamberlain, C. , Hingston, M. , Koeberl, C. , Marin, L. , Schuraytz, B. y Sharpton, V. (1993) " Isotopic Comparison of K/T Boundary Impact Glass with Melt Rock from the Chicxulub and Manson Impact Structures " *Nature*. Vol. 364 pp 325 - 327
- Bottomley, R. , York, D. , y Grieve, R. ( 1990 ). " Proc. 20th Lunar Planet. Sci. Conf. ". Houston, Texas, USA. march . pp 421 - 431.
- Bourgeois, J. , Hansen, T. , Wieberg, P. y Kauffman ( 1988 ). " A Tsunami Deposit at the K/T Boundary in Texas " *Science*, Vol. 241, pp 567 - 570.
- Bratt, S. , Solomon, S. , Head, J. y Thurber, C. ( 1985 ). " The Deep Structure of Lunar Basin: Implications for Basin Formation and Modification " *J. Geophys Res.* Vol. 90. pp 3049 - 3064.
- Chao, E. ( 1967 ). " Shock Effects in Certain rock - Forming Minerals: hypervelocity Impacts by Meteorites are reflected by the Effects of Shock and Temperature on Mineral " *Science*, Vol. 156. pp 192 - 202
- Croft, S. ( 1981 ). " The Modification Stage of Basin Formation: Conditions of Ring Formation. In Multi-ring Basin " . ( eds. Schultz y Merrif ). *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 12A*, pp 227 - 257.
- Dalrymple, G. ( 1989 ). " U. S. Geol. Surv. Bull. ". Vol. 1890. pp 89 - 96.

- Dalrymple, G. ( 1991 ). " Geophys. Res. Lett " Vol. 18 pp 1163 - 1166.
- Dence , M. ( 1965 ) " On the Probable Meteorite Origin on the Clearwater Lakes, Quebec". J. Roy. Astron. Soc. Can. Vol. 59.
- Dence, M. ( 1972 ). " The Nature and Significance of terrestrial Impact Structures " Proc. 24th Internat Geol. Cong. Montreal. Vol 15. pp 77 - 89.
- Dressler, B. ( 1993 ). " Continental Drilling in Canadian Impact Structures". Ontario Geological Survey. pp 1 - 31.
- Duffield, W. y Dalrymple ( 1990 ). " Bull. Volcanol. " Vol. 52. pp 475 - 487.
- Fischer, A. ( 1984 ). " The Two Phanerozoics Supercycles. In Catastrophes and earth History". ( eds. Berggren and Couvring ). Princeton University Press, New Jersey. pp 129 - 150.
- Floran, R. , Grieve, F. , Phinney, W. , Warner, J. , Simonds, C. , Blanchard, D. y Dence, M. ( 1978 ) " Manicouagan Impact Melt, Quebec, I, Stratigraphy, Petrology and Chemistry ". J. Geophy. Res., Vol. 83. N° B6. pp 2737 - 2759.
- Florentin, J. , Maurrasse, M. y Gautan, S. ( 1991 ). " Impacts, Tsunamis, and the Haitian K/T Boundary Layer ". Science, Vol 252. pp 1690 - 1693.
- French, B. y Short, N. ( 1968 ). " Slick Metamorphism in Natural Materials " . 644 . Monobook Baltimore, Maryland.

- French, B. ( 1968 ). " Shock Metamorphism as a Geological Process. In Shock Metamorphism of Natural Materials". Mono Book corp , Baltimore, Maryland. pp 1 - 17.
- French, M. ( 1990 ). " 25 Years of the Impact - Volcanic Controversy. Is there Anything New Under the Sun or Inside the Earth ". Eos, Vol. 71. N° 17. pp 409 - 412.
- Frey, H. ( 1980 ). " Crustal Evolution of the Early Earth: the Role of Major Impacts". Precambrian Res. Vol. 10. pp 195 - 216.
- Gault, D. y Wedekind, J. ( 1978 ). " Experimental Studies of Oblique Impact". proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 9th, pp 3843 - 3875.
- Gilbert, G. ( 1893 ). " The Moon's Face : A Study of Origin of its Features". Bull. Phil. Soc. Wash. Vol. 12. pp 241 - 329.
- Grieve, R. , Dence, M. y Robertson, P. ( 1977 ). " Cratering Processes: as interpreted from the Occurrence of Impact Melts. In Impact and Explosion Cratering ". ( eds. Roddy and Pepin ). Pergamon Press, New York. pp 791 - 814.
- Grieve, R. ( 1980 ). " Impact Bombardment and its Role in Protocontinental Growth on the Early Earth". Precambrian Res. Vol. 10. pp 217 - 247.
- Grieve, R. ( 1982 ). " Geol. Soc. Am. Spec. Paper " - vol. 190. pp 25 - 37.
- Grieve and Head ( 1983 ). " The Manicouagan Impact Structure: An Analysis of its Original Dimensions and Form". J. Geophys. Res. . Vol. 88. Supp. pp. A807 - A818.

Grieve, R. ( 1987 ) " Terrestrial Impact Structures " Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Vol. 15 pp 245 - 270.

Grieve, R. y Robertson, P. y Dence, M. ( 1981 ) " Constraints on the Formation of Ring Impact Structures, Based on Terrestrial data. In Multi-Ring Basins " ( eds. Shultz and Merrill ) Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 12A, pp 37 - 57.

Grieve, R. ( 1980 ) " Impact Bombardment and it's Role in Proto - Continental Grow on the Early Earth " Precambrian Res., Vol. 10, pp 217 - 247.

Grive, R. y Dence, M. ( 1979 ) " The terrestrial Cratering record, II The Production Rate. Icarus, Vol. 38 pp 230 - 242.

Hall, J. y Solomon, S. ( 1981 ) " Lunar Floor - Fractured Craters: Evidence for Relaxation of Crater Topography " J. Geophys. Res. Vol. 86, pp 9537 - 9552.

Hall, C., York, D. y Sigurdsson, H. ( 1992 ) " Eos " Transactions, American Geophysical Union, Vol. 72, pp 531.

Hartmann, W. ( 1962 ) " Moon - Origin and Evolution of Multi-Ring Basins " The Moon, Vol. 3, pp 3 - 78.

Head, J. ( 1977 ) " Origin of Outer Rings in Lunar Multi-Ring Basins. Evidence from Morfology and Ring Spacing. In Impact and Explosion Cratering " ( eds Roddy and Pepin ) Pergamon Press, New York pp 563 - 573.



- Hildebrand, A. , Penfield, G. , Kring, D. , Pilkington, M. , Camargo, Z. , Jacobsen, S. y Boyton, W.  
(1991). " *Geology*". vol. 19. pp 867 - 871.
- Holsapple, K. y Schmidt, R. ( 1982 ). " On the Scaling of Crater Dimensions. 2. Impact Processes" *J. Geophys. Res.* Vol. 87. pp 1849 - 1870
- Hörz, F. Ostertag, R. y Rainey, D. ( 1983 ). " Bunte Breccia of the Ries: Continuous Deposits of Large Impact Craters ". *Rev. Geophys. and Space Phys.* Vol. 21. pp 1667 - 1725
- Howard, K. ( 1974 ). " Fresh Lunar Impact Craters: Review of Variations with Size ". *Proc. Fifth. Lunar conf.* Vol. 1. pp 61 - 69.
- Hsü, K. ( 1975 ). " Catastrophic Debris Streams Generated by Rockfalls ". *Geol. Soc. Amer. Bull.* Vol. 86. pp 129 - 140.
- Izzet, G. ( 1990 ). " *Geol. Am. Spec. Paper* ". Vol. 249
- Izett, G. ( 1991 ). " *J. Geophys. Res.* ". vol. 94. pp 20879 - 20905.
- Izett, G. , Dalrymple, G. y Snee, L. ( 1991 ). " *Science* ". Vol. 252. pp 1539 - 1542.
- Kaula, W. ( 1979 ). " Terminal Evolution of the Earth and Moon Growing by Planetesimal Impacts ". *J. Geophys. Res.* Vol. 84. pp 999 - 1008.
- Kieffer, S. ( 1977 ). " Impact Conditions required for Formation of Melt by Jetting in Silicates. In *Impact and Explosion Cratering* " ( eds. Roddy and P. ). Pergamon Press. New York. pp 751 - 769.

Kieffer, S. y Simonds, C. ( 1980 ) " The Role of Volatiles and Lithology in the Impact Cratering Processes " Rev. Geophys. and Space Phys. Vol. 18. pp 143 - 181.

Kring, D. y Boyton, W. ( 1992 ) " Nature " . Vol. 358. pp 141 - 144

King, A. ( 1976 ) . " Space Geology " John Wiley & Sons. New York pp 81 - 151.

LeBreque, J. , Kent, D. , y Cande, S. ( 1977 ), Geology " . Vol. 5. 330 - 335.

Lopez R. ( 1979 ) . " Geologia de México". Vol. 2 2ªed. UNAM, México, D. F. :

Maher, K. y Stevenson, D. ( 1988 ) . " Impact Frustration of the Origin of Life " . Nature, Vol. 331. pp 612 - 614.

Marin, L. ( 1990 ) . " Field Investigations and Numerical Simulation of Ground - Water Flow in the Karstic Aquifer of Northwestern Yucatan, Mexico " . Tesis Doctoral. Dekalb, Illinois. 114 pp.

Marin, L. , Quezada, J. , Sharpton, V. , Ryder, G. , Schuraytz, B. y Dalrymple, G. ( 1992 ) . " Age Constraints on the Chicxulub Impact Structure: K/T or Not ? . Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. Vol. 22. Houston, Texas, USA. march.

Mc Williams, Baksi, A. , Bohor, B. , Izett, G. y Murali, A. ( 1992 ) . " Eos " . Vol. 73. pp 363.

McCall, G. ( 1979 ) . " Astroblemes - Cryptoexplosion Structures " . Benchmark Papers in Geology, Vol. 50. Pennsylvania pp 1 - 23.

McCall, G. ( 1977 ) . " Meteorite Craters " . Benchmark Papers in geology, Vol. 36. pp 1 - 6

- Megetchin, T. , Settle, M. y Head, J. ( 1973 ). " Radial Thickness Variation in Impact Crater Ejecta Implications for Lunar Basin Deposits ". Earth Planet. Sci. Lett. Vol. 20. pp 226 - 236.
- Mckinnout, W. ( 1981 ). " Application of Ring Tectonic Theory to Mercury and the Other Solar System Bodies. In Multi-Ring Basins" . ( eds. Schultz and Merrill ). Proc. Lunar Planet. Sci Conf. 12A. pp 259 - 273.
- Melosh, H. ( 1982b ). " A Simple Mechanical Model for Valhalla Basin, Calisto" J. Geophys. Res. Vol. 87. pp 1880 - 1890.
- Melosh, J. ( 1989 ). " Impact Cratering: A Geologic Process ". Oxford Univ. Press, New York.
- Melosh, H. (1979 ). " Acoustic Fluidization: A New Geologic Process? ". J. Geophys. Res. Vol. 84. pp 7513 - 7520.
- Melosh, H. ( 1981 ). " Atmospheric Breakup of Terrestrial Impactors. In Multi-Ring Basins " ( eds. Schultz and Merrill ). Proc. Lunar Planet. Sci. 12A. pp 29 - 35.
- Meyerhoff, A. ( 1971a ). " Did an Ice Cap Break Gondwanaland ? ". J. Geophys. Res. , Vol. 76. pp 4038 - 4044.
- Miura, Y. ( 1992 ). " New Mineralogical Indicators of Shock Metamorphism ". Lunar Planet. Sci. Conf. ,Vol 22. pp 907 - 908.
- Morrison, G. ( 1984 ). " The Sudbury Structure, Ontario, Canada. A Review ". In Geology and Ore Deposits of the Sudbury Structure. Ont. Geol. Survey. Vol. 1.

Oberbeck, V y Quaide ( 1968 ). " Genetic Implications of Lunar Regolith Thickness Variations".

Icarus. Vol. 9 . pp 446 - 465.

Oberbeck, V. y Fogleman, G. ( 1990 ). " Impact Constraints on the Origin of life " Origin and Evolution

of the Biosphere, Vol. 20. pp 181 - 195.

Oberbeck, V. , Marshall, J. y Aggarwal, H. ( 1992 ). " Impacts, Tillites, and the Breakup of

Gondwanaland ". J. Geolgy. pp 15.

O'Keefe, J. y Ahrens, T. ( 1982 ). " Cometary and Meteorite Swarm Impact on Planetary Surfaces ". J.

Gephys. Res., Vol. 87. N° B8. pp 6668 - 6680.

O'Keefe, J. y Ahrens, T. ( 1989 ). " Impact Production of  $CO_2$  by the K/T Extinction Bolide and the

Resultant Heating of the Earth ". Nature, Vol. 338. pp 247 - 248.

Orphal, D. ( 1979 ). " Depth Thickness and Volume of the Breccia Lens for Simple Explosion and

Impact craters ". Lunar Plane. Sci. Conf. X. pp 949 - 951.

Padilla, J. ( 1986 ). " Post-Paleozoic Tectonics of Northeast Mexico and its Role in the Evolution of the

Gulf of Mexico" Geof. Int., Vol. 25. pp 157 - 206

Palme, H. , Göbel, E. y Grieve, R. ( 1979 ). " Proc. 10th Lunar Planet. Sci. Conf. " pp 2465 - 2492

Palme, H. ( 1982 ). " Geol. Soc. An. Spac. Paper ". Vol. 190. pp 223 - 233.

Penfield, G. y Camargo, A. ( 1981 ). " Soc. Explor. Geophys. 51st Ann. Meeting Tech. Prog. ( Abstr. )

37.

Pilkington, M y Grieve, R. ( 1992 ). " The Geophysical Signature of Terrestrial Impact Craters " *Review of Geophys.*, Vol 30. N° 2. pp 161 - 181.

Pope, K. , Ocampo, A. y Duller, C. ( 1991 ). " Mexican Site for K/T Impact Crater? " *Nature*, Vol 351. pp 105.

Pye, E. ( 1984 ). " The Geology and Ore Deposits of the Sudbury Structure " *Ontario Geological Surv. Spec. Vol. 1.* pp 603.

Quezada, J. , Marin, L. , Sharpton, V. , Ryder, G. y Schuraytz, B. ( 1992 ). " The Chicxulub Impact Structure: Shock Deformation and Target Composition " *Lunar Planet. Sci. XXIII.* pp 1121 - 1122.

Robertson, P. y Grieve, R. ( 1977 ). " Shock Attenuation at terrestrial Impact Structures. In *Impact and Explosion Cratering* ". ( eds. Roddy, D. , Pepin, R. ) . Pergamon, New york . pp 687 - 702

Schultz, P. ( 1976 ). " Floor - Fractured lunar Craters " *Moon.* Vol. 15. pp 241 - 273.

Schuraytz, B. y Sharpton, V. ( 1993 ). " Chicxulub - K/T Complexities " *Nature*, Vol. 362. pp 503 - 504.

Settle, M. , y Head, J. ( 1979 ). " The Role of slumping in the modification of Lunar Impact Craters " *J. Geophys. Res.* , Vol. 84. N° B6. pp 3081 - 3095.

Sharpton, V. y Schuraytz, B. ( 1989 ). " *Geology* " Vol. 17, pp 1040 - 1043

- Sharpton, V. ( 1990 ). " Global Catastrophes in the Earth History" Geol. Soc. Am. Spec. Paper 247 pp 631.
- Sharpton, V. , Dalrymple, G. , Marin, L. , Ryder, G. , Schuraytz, B. y Urrutia, J. ( 1992 ). " New Links Between the Chicxulub Impact Structure and the Cretaceous/Tertiary Boundary " Nature, Vol. 359, N° 6389 pp 819 - 821
- Sharpton, V. , Burke, K. , Camargo, A. , Hall, S. , Lee, S. , Marin, L. , Suárez, G. , Quezada, J. , Spudis, P. y Urrutia, J. ( 1993 ). " Chicxulub Multiring Impact Basin: Size and Other Characteristics Derived from Gravity Analysis " Science, Vol. 261 pp 1564 - 1567.
- Short, N. y Forman, M. ( 1972 ). " Thickness of Impact Craters Ejecta on the Lunar Surface" Modern geology, Vol. 32, No. 69.
- Shoemaker, E. ( 1960 ). " Penetration Mechanics of High Velocity Meteorites, Illustrated by Meteor Crater, Arizona". In Rept. of the Int. Geol. Congress. XXI Session. Part. XVIII, pp 418 - 434.
- Shoemaker, E. ( 1963 ). " Impact Mechanics at Meteor Crater, Arizona". In the Moon, Meteorites, and Comets. (eds. Middlehurst ) pp 301 - 336.
- Shoemaker, E. ( 1983 ). " Asteroid and Comet Bombardment of the Earth ". Ann. Rev. Earth & Planet Sci., Vol. 11 . pp 461 - 494.
- Sigurdsson, H. ( 1991 ). " Nature ". Vol. 353 . pp. 839 - 842
- Silver, L. ( 1982 ). " Geological Implications of Impact of Large Asteroids and the Comets on the Earth ", Geol. Soc. Am. Spec. Paper 190, pp 528.

Smit, J. ( 1992 ). " *Geology* " Vol. 20 pp 99 - 103.

Smit, J. y Romein, A. ( 1985 ). " A Sequence of Events Across the K/T Boundary " *Earth & Planet. Sci. Letters*, Vol. 74 pp 155 - 170.

Stöffler, D. ( 1971 ). "Coesita and Stishovite in Shocked Crystalline Rocks" *J.G.R.* Vol 76 No. 23 pp 5474-5488.

Stöffler, D. ( 1971 ). "Progressive Metamorphism and classification of Shocked and Brecciated Crystalline Rocks at Impact Craters" *J.G. R.* Vol. 76. No. 23. pp 5554-5551.

Stöffler, D. ( 1972 ). " Deformation and Transformation of Rock - Forming Minerals by Natural and Experimental Shock Processes: I, Behavior of Minerals Under Shock Compression ". *Fortschritte der Mineralogie*, Vol. 49. pp 50 - 113.

Stöffler, D. ( 1972 ). " Deformation and Transformation of Rock - Forming Minerals by Natural and Experimental Shock Processes: II Physical Propeties of Shocked Minerals ". *Fortschr. Miner.* Vol. 49. pp 257 - 289.

Swisher, C. , Grajales, J. , Montanari, A. , Margolis, S. , Claeys, P. , Alvarez, W. , Renne, P. , Cedillo, E. , Maurasse, F. , Curtis, G. , Smit, J. y McWilliams, M. ( 1992 ). " Coeval  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Ages of 65. 0 m. y. Ago from Chicxulub Crater Melt Rock and the K/T Boundary Tektites ". *Science*, Vol. 257, 954 - 958.

Urey, H. ( 1963 ). " Cometary Collisions and Tektites ", *Nature*, Vol. 197. pp 228 - 230.

Vera, P. , Sharpton, V. y Schuraytz, B. ( 1993 ) " Petrological Characterization of Melt Rocks at the Chicxulub Multiring Impact Basin". In Annual Summer Intern Conference Lunar and Planetary Institute Houston, Texas, USA. agosto 19.

Vickery, A. , Kring, D. y Melosh, H. ( 1992 ). " Ejecta Associated with Large Terrestrial Impacts Implications for the Chicxulub Impact and K/T Boundary Stratigraphy " Lunar Planet. Sci. Conf. XXIII. pp 1473 - 1474.

Viniegra, F. ( 1975 ). " El Gran Banco Calcareo Yucateco ". Rev Ingenieria. UNAM. pp 21 - 44

Ward, W. y Weidi, A. ( 1978 ). " Geology of Yucatan Platform. In Geology and Hydrogeology of the Yucatan and Quaternary Geology of Northeastern Yucatan Peninsula " New Orleans Geol. Soc. pp 3 - 29.

Wood, C. y Head, J ( 1976 ). " Comparison of Impact Basins on Mercury, Mars, and the Moon " Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 7 th. pp 3629 - 3651.



**Apéndice I**  
**Estructuras de Impacto  $\geq 5$  km**

APENDICE 1

Estructuras de Impacto Reportadas > 5 Km

Nombre	Latitud	Longitud	Diámetro (Km)	Edad (Ma)	Referencia
Araguaninha Brasil	16.46° S	052.50° W	40	< 25	C
Bevandume - Salautm, Yakut, URSS	71.50° N	123.30° E	8	< 65	C
Boltysh, Ucrania, URSS	48.45° N	032.10° E	23	100 ± 5	C
Bostmitwi, Ghana	06.32° N	001.25° W	10.5	1.3 ± 0.2	C
Carswell, Saskatchewan, Canada	58.27° N	109.30° W	37	485 ± 50	C
Charlevoix, Quebec, Canada	47.32° N	070.18° W	46	360 ± 25	C
Choculub, Yucatan, Mexico	21.30° N	89.60° W	300	65	Cma
Clearwater, I., East, Quebec, Canada	56.05° N	074.07° W	22	290 ± 20	C
Clearwater, I., West, Quebec, Canada	56.13° N	074.30° W	32	290 ± 20	Cr
Crooked Creek, Missouri, USA	37.50° N	091.23° W	5.6	320 ± 80	C
Decaturville, Missouri, USA	37.54° N	092.43° W	6	< 100	C
Deep Bay, Saskatchewan, Canada	56.24° N	102.59° W	12	100 ± 50	C
Dellen, Siria	61.55° N	016.32° E	15	230	C
Elgygytgyn, Chukotsk, URSS	67.30° N	172.05° E	19	3.5 ± 0.5	C
Goat Paddock, W.A., Australia	18.20° S	126.40° E	5	< 50	C
Gosses Bluff, N.T., Australia	23.50° S	132.19° E	22	130 ± 6	C
Gow L., Saskatchewan, Canada	56.27° N	104.29° W	5	< 200	C
Haughton, N.W.T., Canada	75.22° N	089.40° W	20	15	C
Janisjärvi, Karelia, URSS	61.58° N	030.55° W	14	760	C
Kaluga, RSFSR, URSS	54.30° N	036.15° E	15	360 ± 10	C
Kamenak, RSFSR, URSS	48.20° N	040.15° E	25	65	C
Kara, RSFSR, URSS	69.10° N	065.00° E	50	57	C
Karla, RSFSR, URSS	57.54° N	048.00° E	10	10	C
Kentland, Indiana, USA	40.45° N	087.24° W	13	300	C
Kursk, RSFSR, URSS	51.40° N	036.00° E	5	250 ± 80	C
Lac Couture, Quebec, Canada	68.08° N	075.18° W	8	420	C
Lac La Moindre, Quebec, Canada	57.26° N	066.36° W	8	400	C
Lappajärvi, Finlandia	63.09° N	023.42° E	14	77 ± 4	C
Logosk, BSSR, URSS	54.12° N	027.48° E	17	190 ± 20	C
Maticouagan, Quebec, Canada	51.23° N	068.42° W	70	210 ± 4	Cr
Manson, Iowa, USA	42.35° N	094.31° W	32	< 70	C
Mira L., Suecia	56.25° N	014.52° E	5	118 ± 2	C
Middlesboro, Kentucky, USA	36.17° N	081.44° W	6	300	C
Misrai, Luth, SSR, URSS	54.00° N	023.54° E	5	500 ± 80	C
Mishina Gora, RSFSR, URSS	58.40° N	028.00° E	9	< 360	C
Mistassin, Labrador, Canada	55.53° N	063.18° W	28	18 ± 4	C
Nicholson L., NWT, Canada	62.40° N	102.41° W	12.5	< 450	C
Oasis, Libia	24.35° N	024.24° E	11.5	< 120	Cr
Obolon, Ucrania, URSS	49.30° N	032.55° E	15	160	C

Pilot I., NWT, Canada	60 17' N	111 01' W	6	< 300	C?
Poppig, Siberia, RSFSR, URSS	71 30' n	111 00' E	100	39 ± 9	Cr
Puchezh-Katunki, RSFSR, URSS	57 06' N	043 35' E	80	183 ± 3	C
Redwing Ck., N. Dakota, USA	47 40' N	102 30' W	9	200	C
Ries, Alemania	48 53' N	010 37' E	24	14.8 ± 0.7	Cr
Rochecouart, Francia	45 49' n	000 50' E	23	160 ± 5	C
Rogozno	?	?	?	?	C
Rotmistravka, Ucrania, URSS	49 09' N	032 00' E	5	70	S
Sääksjärvi, Finlandia	61 23' N	022 25' E	5	490	?
St. Martin, Manitoba, Canada	51 47' N	098 43' W	21	225 ± 40	C
Serpent Mound, Ohio, USA	39 02' N	083 24' W	6.4	300	C
Serra da Conghala, Brasil	08 05' S	046 52' W	12	< 300	C
Sierra Madera, Texas, USA	30 36' N	102 55' W	13	100	C
Siljan, Suecia	61 02' N	014 52' E	52	365 ± 7	C
Slate Is., Ontario, Canadá	48 40' N	087 00' W	30	150	C
Soderfjärden, Finlandia	63 02' N	021 35' E	5.5	600	C
Spider, WA., Australia	16 30' S	126 00' E	5	?	C
Steen River, Alberta, Canada	59 31' N	117 38' W	25	95 ± 7	C
Stranways, NT., Australia	15 12' S	133 35' E	24	< 600	C
Sudbury, Ontario, Canadá	46 36' N	081 11' W	140	1840 ± 150	C
Teague, WA., Australia	25 50' S	120 55' E	28	< 1685 ± 5	C
Terny	?	?	11	?	C
Ternovka, URSS	?	?	6	?	?
Tim Bider, Argelia	27 36' n	005 07' E	6	< 70	C
Vepriaj, Lituania SSR, URSS	55 06' N	024 36' E	8	160 ± 30	?
Uta-Kara	?	?	25	?	C
Vreddefort, S. Africa	27 00' S	027 30' E	140	1970 ± 100	C
Wanapitei L., Ontario, Canadá	46 44' N	080 44' W	8.5	37 ± 2	C
Wells Ck., Tennessee, USA	36 23' N	087 40' W	14	200 ± 100	Cr
Zhamaushin, K., SSR, URSS	49 00' N	061 00' E	10	4.5 ± 5	C

S: cráter simple, C: cráter complejo, Cr: complejo con anillo de picos, Cma: cuenca multianillada.

(Tomada de Grieco, 1982)

**Apéndice II**  
**Petrological Characterization**  
**of Melt Rocks at the Chicxulub Multiring Impact Basin**

**Resumen Presentado en la Ninth Annual Summer Intern Conference**  
**Lunar and Planetary Institute**  
**August 19, 1993**  
**Houston, Texas**

PETROLOGICAL CHARACTERIZATION OF MELT ROCKS AT THE CHICXULUB MULTIRING IMPACT BASIN; P. Vera-Sanchez, *Universidad Nacional Autonoma de Mexico, Mexico City*, V.L. Sharpton, and B.C. Schuraytz, *Lunar and Planetary Institute, Houston*

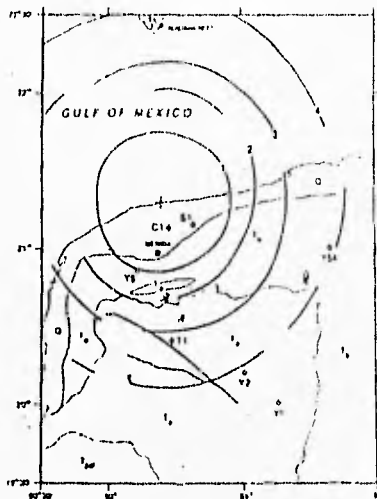
**Background.** The Chicxulub structure is a 65 Ma multiring impact basin buried beneath 300 - 1100 m of carbonate sediments in northernmost Yucatán, Mexico and is widely considered as the source of the ejecta distributed worldwide at the Cretaceous-Tertiary (KT) boundary [1-5]. Recent analysis of gravity anomaly data over the structure indicate the crater may be as large as 300 km in diameter and consequently may record one of the most energetic impact events in the inner solar system in the last 3.8 Ga [6]. Because of its great size and its temporal link to the mass extinction event at the KT boundary, the crater is a center of substantial scientific inquiry.

**Objective.** Direct evaluation of the rocks involved in the Chicxulub event currently is limited to a few drill core samples recovered from three Pemex wells near the center of the structure (Fig. 1 and [3,6,7]). Preliminary studies of the samples from the Yucatan 6 (Y6) well show a well-sorted, apparently graded breccia sequence, containing impact melt rocks, extending from ~1,100 m below sea level (m b.s.l.) to >1,400 m b.s.l. (Fig. 2 and [3]). These rocks were formed during impact by crushing and melting the carbonate-evaporite platform sequence and the underlying crystalline rocks of the Yucatán Peninsula and contain important information about the impact process and its relation to the KT extinction event. Furthermore, the extent and nature of post-impact geochemical overprinting bears directly on the interpretation of these rocks [e.g. 8,9]. The purpose of this study was to characterize two representative samples from the Y6 sequence: one breccia sample (Y6-N14-2A; 1,208-1,211 m b.s.l.) and one melt rock sample (Y6-N17-1A; 1,295-1,299 m b.s.l.) to derive information about their origin and evolution.

**Technique.** Large scale photomicrographs were used to develop petrographic maps of each thin section. Using the petrographic microscope and the Scanning Electron Microscope, the mineralogy and textural relationships were determined in both samples. We used standard point counting techniques to derive the proportion of various constituents in the samples. A total of 1,236 and 1,127 points were counted for Y6-N17-1A and Y6-N14-2A, respectively.

**Y6-N14-2A: Compositional Results.** This sample is a impact breccia consisting of coarse-sand-to-pebble sized clasts in a clay-sized matrix, itself containing abundant clasts as large as 0.5 mm<sup>2</sup>. For the purposes of this study all fragments with a surface area greater than 0.075 mm<sup>2</sup> are considered to be clasts (Fig. 3). The most abundant clast type in this thin section is a fine-grained crystalline rock composed of feldspar microclites in a glassy mesostasis with variable proportions of undigested quartz and feldspar xenocrysts. Planar deformation features in the xenocrysts, as well as textural indications of chemical disequilibrium (e.g., pyroxene coronae) indicate that these are fragments of impact melt rocks.

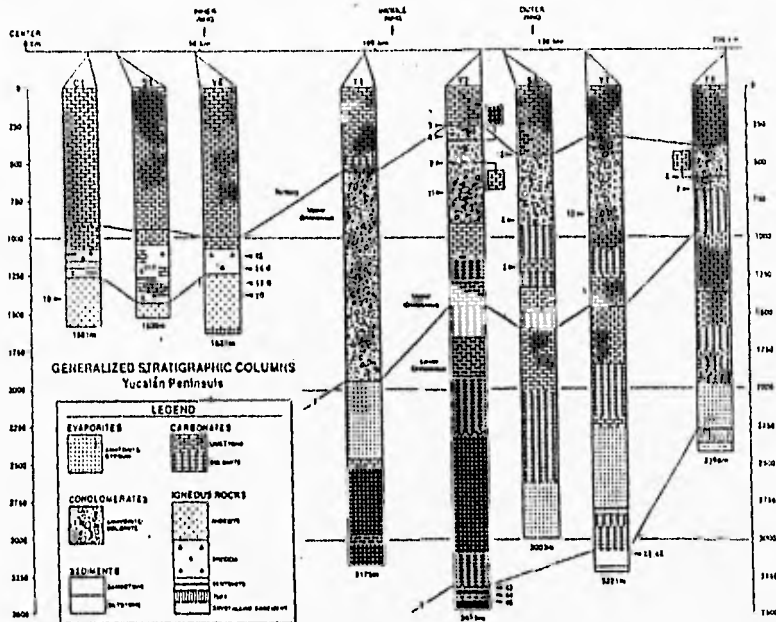
Figure 1: Location Map of Chicxulub Structure. Basin rings shown are derived from gravity anomaly data. Well site Y6 is located on the southern portion of the central peak ring.



CHICXULUB MELT ROCK AND BRECCIA PETROGRAPHY: Vera-Sanchez, P. et al.

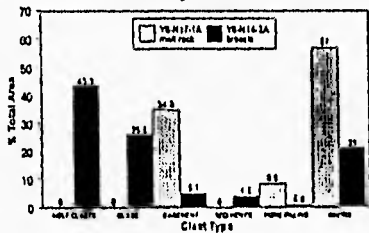
There are also numerous clasts of partially altered, partially devitrified impact glass. A previous study concluded that these glasses are compositionally similar to the feldspar

Figure 2: Stratigraphic columns from well data in vicinity of Chicxulub Impact Basin. Wells are ordered according to radial distance from the basin center. Samples studied here are shown by stars.



observed in unmelted basement clasts within this sample [3]. The presence of such relict mineral glasses suggests that these clasts were quickly melted under the influence of impact pressures and the breccia unit was subsequently cooled rapidly, possibly under the influence of sea water. Unmelted basement fragments constitute ~35% of the sample. The dominant rock type is a medium-grained alkali-feldspar gneiss with fine-grained quartz-mica schist represented by one small clast. Only ~4% of the thin section consists of clasts of limestone or anhydrite from the sequence of Mesozoic platform sediments. This suggests that either the platform sediments were preferentially partitioned

Figure 3.



into the matrix (because of their easy comminution or low melting points), or that breccia formation involved considerably more deep crust than sediments. The cryptocrystalline-microcrystalline matrix is composed of micrite, gypsum, phyllosilicates and quartz, and forms ~21% of the thin section. Secondary veins and pores filled with  $\text{CaSO}_4$  constitute ~1% of the sample.

**Y6-N17-1A: Compositional Results.** Clasts within the Y6-N17 melt rock are exclusively unmelted silicate basement lithologies and mineral crystals (Fig. 3). Recrystallized and highly-deformed mosaics of quartz and feldspar probably represent the granitic gneiss basement shocked and partially melted by the impact process. Isolated feldspars with angular to subrounded borders, some with poikilitic textures, are also observed. These clasts are typically partially digested and surrounded by coronae of pyroxene similar to those observed around xenocrysts within melt rocks of other terrestrial impact craters [10]. Within the matrix, there are also equidimensional domains of microcrystalline quartz, feldspar and iron oxides, sometimes containing vesicles filled with calcite or anhydrite that may represent the vestiges of basement clasts almost completely assimilated by superheated melt. The matrix itself is composed predominantly of microlitic pyroxene and feldspar in a glassy mesostasis. Ferromagnesian and iron oxide minerals are heterogeneously distributed throughout the matrix. Secondary CaSO<sub>4</sub>-filled veins comprise ~8.5% of the thin section.

**Grain Size Distribution.** Fig. 4 summarizes the grain size distribution of clasts within sample Y6-N14-2A. There is a clear bimodal distribution of the measured clast sizes with the fine grain (matrix) component smaller than ~0.5 mm<sup>2</sup> and a component of larger clasts ranging from ~1.0 mm<sup>2</sup> up to nearly 30 mm<sup>2</sup> (Fig. 4). The skewed peak at the smallest clast sizes suggests that the matrix is predominantly unmelted clastic debris. The bimodal distribution apparent in Y6-N14 is also evident in the melt rock sample Y6-N17 (Fig. 5), although the falloff in clasts <0.3 mm<sup>2</sup> indicates preferential assimilation of this fraction. Because the break in clast size occurs at the same size interval in both samples, the small clasts in the melt rock cannot simply be more completely digested large clasts. Consequently, retention of a <0.5 mm<sup>2</sup> clast fraction in N17 in the presence of partially digested clasts up to ~30 mm<sup>2</sup>, indicates highly variable cooling rates in the solidifying melt rock sequence. Although the bimodal distribution might be a characteristic inherited from the target rocks (coarse grained rocks yield large clasts, etc.) it is observed in other clast types as well (Fig. 4). As the predominant clast type in N14 is impact melt rock, it would seem that the bimodal distribution is a characteristic imparted to breccias and melt rocks during their violent transport and emplacement.

Figure 4  
Y6-N14-2A Breccia

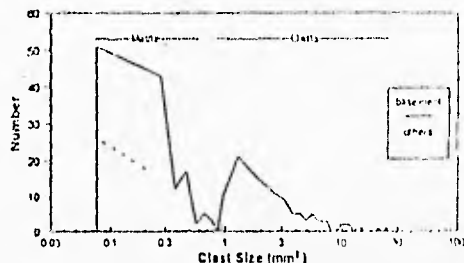
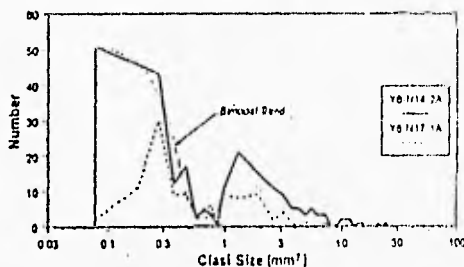


Figure 5  
Basement Clast Size Distribution



**References:** [1] G.T. Penfield and A. Camargo Z., *Society of Exploration Geophys.* 51<sup>st</sup> Annu. Mtg. Tech. Prog., 37 (1981). [2] A.R. Hildebrand *et al. Geology* 19, 867 (1991) [3] V.L. Sharpton *et al. Nature* 359, 819 (1992). [4] C.C. Swisher *et al. Science* 257, 954 (1992). [5] J.D. Blum *et al. Nature* 364, 325 (1993). [6] V.L. Sharpton *et al. Science*, in press. [7] E. Lopez-Ramos, *Geología de Mexico*, (University of Mexico, Mexico City, 1979), vol. 2, [second edition]. [8] D.A. Kring and W.V. Boynton *Nature* 358, 141 (1992). [9] B.C. Schuraytz and V.L. Sharpton *Nature* 362, 503 (1992). [10] R.J. Floran *et al. Journ. Geophys. Res.* 83, 2737 (1978).

**Apéndice III**

**Caracterización Petrologica de los Productos  
de Impacto en la Cuenca Multi-anillada Chicxulub**

**Resumen Presentado en la Reunion Anual de la Union Geofisica Mexicana (UGM)  
Noviembre 12, 1993  
Pto. Vallarta, Jalisco**



CARACTERIZACION PETROLOGICA DE LOS PRODUCTOS DE IMPACTO EN LA CUENCA  
MULTIANILLADA CHIXULUB, YUCATAN MEXICO

P. Vera Sanchez, Facultad de Ingenieria, Divisi6n de Ciencias de la Tierra, UNAM.  
V.L. Sharpton, y B.C. Schuraytz, Lunar and Planetary Institute, Houston, Tex.

La evaluaci6n directa de las rocas involucradas en el evento Chixulub, comunmente est6 limitada a unos pocos n6cleos recuperados de tres pozos de PEMEX cercanas al centro del crater. Las muestras recuperadas corresponden a un intervalo de 1100 m b.n.m. a > 1400 m b.n.m. en 6stos es posible determinar una secuencia de productos caracterizada por una brecha de impacto de naturaleza polim6tica y una roca producto de la fus6n tanto de la secuencia sedimentaria original como del basamento mismo.

Es importante mencionar que la secuencia encontrada en esta estructura concuerda con la existente en otras estructuras de impacto en el mundo, como por ejemplo el crater del Ries en Alemania, cuyas caracteristicas litologicas lo hacen muy similar al Chixulub. Lo anterior es posible afirmarlo gracias a los analisis petrologicos realizados en los ejemplos de la brecha y de la roca de fus6n que se eligieron para este fin. Dichos estudios constan de: selecci6n de ejemplos representativos de ambos productos, petrografi6 general, analisis con microscopio electronico, conteo de puntos detallado y representaci6n gr6fica de resultados. Contrariamente a lo que se esperaba en los resultados del analisis granulometrico aplicado a las muestras no se encontro un comportamiento aleatorio en la distribuci6n de los materiales al graficar tama6o de las particulas contra abundancia en porcentaje, reflejandose una clara tendencia bimodal en la gr6fica resultante, para ambas muestras. As6 la interpretaci6n de los resultados obtenidos se hace complicada porque no es posible adjudicar dicho comportamiento a un proceso geologico especifico.

**Apéndice IV**

**Teorías para la Formación de Cuencas Multi-anilladas**

## APÉNDICE IV

### TEORÍAS PARA LA FORMACIÓN DE CUENCAS MULTI-ANILLADAS

Desde 1962, cuando se descubrieron las cuencas multi-anilladas se han propuesto numerosas teorías para explicar su formación, la mayoría de ellas se han aplicado sólo a estructuras lunares debido a que las cuencas del tipo Valhalla se descubrieron en el periodo de 1979 - 1980 durante el vuelo del Voyager. Sólo la teoría de los anillos tectónicos provee una explicación común a ambos tipos de cuencas. Aunque dicha teoría ha ganado muchos adeptos no ha sido aceptada totalmente, por lo que aquí se proporciona una breve descripción de las teorías más aceptadas.

#### Hipótesis de Modificación Volcánica:

Una de las primeras sugerencias hecha por uno de los codescubridores de las cuencas multi-anilladas ( Hartmann y Yale, 1988 ) fue la de que las cuencas multi-anilladas inician su formación como un cráter simple de grandes dimensiones, poco tiempo después ( un par de días ) de que se ha formado el subsuelo del cráter se funde o tienen lugar intrusiones profundas ocurriendo entonces subsidencia a lo largo del borde del cráter debido a la presencia de fallas que ahí se forman. Esas fallas anulares pueden ser consideradas análogas a las capas concéntricas de forma cónica que se forman durante el colapso de grandes volcanes y que dan lugar a calderas. La lava que asciende por esas fallas fluye al interior del cráter dando lugar a un mar de lava. En esta teoría la parte interna de los escarpes que definen los múltiples anillos exteriores son las trazas superficiales de las fallas anulares ( Fig. IIa ). El principal problema de esta teoría es que la evidencia geológica indica que las cuencas multi-anilladas se forman rápidamente después de la excavación del cráter.

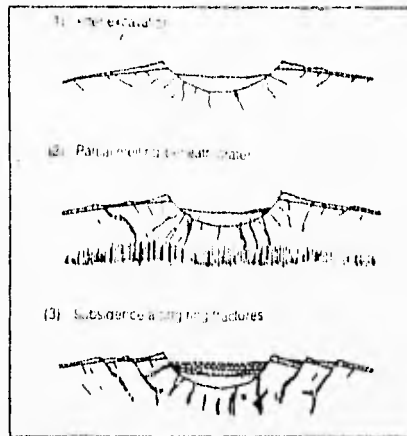


Fig. 11a Teoría de la modificación volcánica para la formación de cuencas multiniveladas. La cuenca inicia como un cráter normal de grandes dimensiones. Bajo el piso de la estructura debería existir material fundido a manera de un mar de basalto cuyo flujo generara subsidencia a lo largo de planos de fracturas anulares previamente desarrolladas durante el impacto, este proceso sería muy similar al colapso de las calderas terrestres  
(Hartmann et al., 1968)

#### Hipótesis de la Megateraza:

Head (1974,1977) basándose en diversas observaciones lunares para determinar el origen del Orientale, propuso que el borde del cráter original que formó al Orientale constituía una zona de debilidad que determina a su vez una zona de colapso interna y que produjo una terraza muy amplia o "megateraza", cuya formación es mecánicamente similar a la que da origen a terrazas pequeñas. La parte interna se ha interpretado como el borde externo de la zona de debilidad.

En 1981, Croft hizo una propuesta similar en la que sugiere que la fuerte discontinuidad que marca la formación del anillo no es el borde de una zona levantada, sino que es límite de las rocas fragmentadas (brechas) por las ondas de esfuerzo que circundan el cráter. Pero ninguna de las dos teorías explica como es que la existencia de una fuerte discontinuidad produce el escarpe interno tan marcado, ni como se puede formar más de un anillo fuera del cráter inicial.

En la hipótesis de la megateraza, el desarrollo de la cuenca multi-anillada es una consecuencia inevitable del incremento en el tamaño del cráter. Pero la teoría no puede explicar la poca abundancia o posiblemente la ausencia de cuencas multi-anilladas en Mercurio y Marte.

Esta hipótesis fue desarrollada antes de que las cuencas multi-anilladas se diferenciaron claramente. En ese entonces la secuencia de cráter con pico central, cráter con anillo de picos y cuencas multi-anilladas, se pensaba que era universal.

#### Hipótesis de Cráteres Anidados:

Las observaciones hechas en 1978 por Hodges y Wilhelms, sugieren que las cuencas multi-anilladas se forman debido al contraste en dureza de las capas presentes en la secuencia donde tiene lugar el impacto por lo que en las paredes del cráter se formarían bancos o salientes. Después de la excavación, los levantamientos isostáticos de las salientes o terrazas forman un anillo concéntrico de montañas en el interior del cráter ( Fig. 11.b ). En esta teoría el anillo más externo se considera el borde de la cuenca.

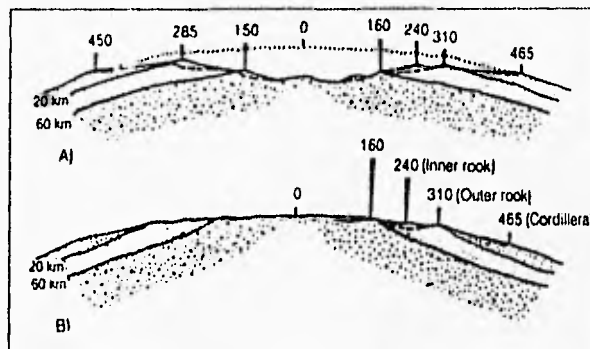


Fig. 11b Teoría de los cráteres anidados para la formación de cuencas multi-anilladas. El aumento de dureza con la profundidad en los estratos de la secuencia original produce escalonamientos dentro del cráter transitorio. Los deslizamientos podrían modificar esos bordes escalonados. Finalmente las elevaciones del piso del cráter como producto de reajustes isostáticos empujarían esos bordes hacia afuera para formar así escarpes anulares. ( Hodges et al., 1978 )

La mayor objeción a esta teoría, es que falla al explicar las regularidades observadas en el espaciamiento entre anillos. En este modelo el espaciamiento entre dichos anillos esta relacionado al espesor de las capas presentes en la secuencia cortada y no es proporcional al diámetro del cráter. Además al igual que los modelos antes mencionados tampoco explica la escasez de cuencas multi-anilladas en Marte y Mercurio y la cuencas del tipo Valhalla.

#### Teoría de los Anillos Tectónicos

La teoría final que aquí se discute sale del estudio de cráteres de colapso en medios estratificados en los cuales la intensidad decrece con el incremento de la profundidad. Bajo esas circunstancias se desarrollan una o más fallas anulares concéntricas al borde del cráter ( Melosh y McKinnon, 1978 ). La situación en la cual la intensidad decrece con el incremento de la profundidad es aquella en la que una superficie planetaria elásticamente dura (litosfera) es infraycida por una astenosfera fluida.

Antes de continuar con la discusión de la teoría, es importante definir exactamente que se entiende por litosfera y astenosfera en el contexto de cráteres de colapso. Esos términos se utilizan normalmente para describir regiones cercanas a una superficie planetaria que responde de diferentes formas a las cargas que soporta durante periodos prolongados de tiempo geológico. La litosfera es la parte más externa, y relativamente fría del planeta, que bajo la aplicación de esfuerzos puede deformarse elásticamente o fracturarse. En cambio el material de mayor profundidad y temperatura que se deforma principalmente por deslizamiento y que permite esfuerzos de cizalla se conoce como astenosfera. El criterio usual para separar esas dos regiones es el Tiempo de Maxwell  $t_m$ , que se define como el tiempo en el que una substancia tiene que fluir bajo la aplicación de una carga antes de que la tensión de deslizamiento  $\epsilon t_M$  sea igual a la tensión elástica  $\epsilon_d$ , y esta dado por

$$t_M = \epsilon_d / \dot{\epsilon} = \eta / G \quad (1)$$

Donde la última expresión  $\eta / G$  es el cociente entre la viscosidad de la substancia  $\eta$  y el modulo de cizalla  $G$ . Así en la litosfera el tiempo de Maxwell es mayor que la edad de la superficie, mientras en la astenosfera es menor que la edad de la superficie. El límite litosfera-astenosfera no necesariamente coincide con el límite entre las capas composicionales del planeta, tales como la interfase corteza-manto.

Sin embargo, en la escala temporal de cráteres de colapso la astenosfera convencionalmente definida puede responder elásticamente. El flujo es significativo sólo en aquellos materiales cuyo tiempo de Maxwell es menor que el tiempo de colapso. Ese criterio define la "astenosfera" en el contexto del colapso de cráteres. La "litosfera" para cráteres de colapso es la capa en la cual el tiempo de Maxwell es mayor que el tiempo de colapso. Aunque esta litosfera especialmente definida no es idéntica a la litosfera convencional, el espesor de ambas puede guardar cierta proporcionalidad entre ellas.

Cuando se forma un cráter en una litosfera elástica que sobreyace una astenosfera fluida, puede darse uno de cuatro de los fenómenos siguientes ( Fig. 11c ). Si la litosfera tiene un espesor mucho mayor que la profundidad del cráter, nada especial pasa. El resultado es un cráter normal cuya forma simple o compleja, depende de sus dimensiones. La fluidización acústica puede facilitar el colapso del cráter y producir picos centrales o anillos internos con perfiles simétricos. Si la profundidad del cráter de transición es mayor que el espesor de la litosfera, por lo menos se formará una fractura anular fuera del cráter.

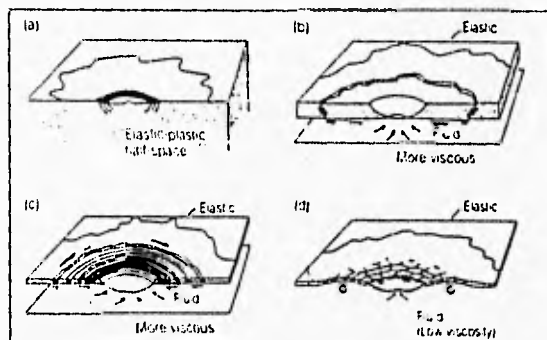


Fig. 11c Teoría de los anillos tectónicos para la formación de cuencas multi-anilladas. Los dibujos del (a) al (e) ilustran el efecto de la disminución del espesor de la corteza, desde una litosfera muy gruesa (a) que previene la formación de anillos, a una litosfera moderadamente delgada (b) que produce uno o algunos anillos del tipo lunar, a una litosfera muy delgada (c) en la cual se desarrolla un sistema de anillos del tipo Valhalla. Trabajos recientes indican que los anillos se forman sólo cuando la viscosidad de la litosfera infrayacente se incrementa de nuevo a mayor profundidad formando un canal de baja viscosidad. El dibujo (d) ilustra el caso hipotético de un manto muy fluido infrayacente a una litosfera delgada en la cual se desarrolla además un sistema radial de fracturas (Tomada de McKinnon y Melosh, 1980)

El desarrollo de esa fractura se debe al flujo de la astenosfera bajo la litosfera al formar intrusiones y rellenar parcialmente los cráteres existentes. Ese flujo ejerce un esfuerzo hacia el interior de la litosfera, el que dará lugar a fracturamiento de tipo extensional en ella.

Modelos recientes de flujos astenosféricos bajo un cráter muestran que se debe satisfacer una condición antes de que se puedan formar los anillos múltiples: la astenosfera de baja viscosidad debe estar infrayacida por una capa de viscosidad superior, formando así un canal de baja viscosidad. Si la litosfera es infrayacida por un espacio intermedio de viscosidad uniforme, el flujo bajo el cráter tiende a levantar la litosfera y no se desarrollan esfuerzos extensionales concéntricos, dando lugar así a los anillos múltiples.

Las especiales condiciones reológicas que se requieren para la formación de los anillos múltiples pueden explicar su aparente rareza, y desde luego son un argumento en contra de la idea de que las cuencas multi-anilladas son un estado inevitable en la secuencia dimensión - morfología para explicar la forma de los cráteres.



ESTA TESIS NO DEBE  
SALIR DE LA BIBLIOTECA

Apéndice V

Glosario.

## Apéndice V

### Glosario

Acreción	Es el proceso por el cual pequeñas partículas y gases se unieron en la nebulosa solar para formar grandes cuerpos, eventualmente de tamaño planetario. Crecimiento por asimilación.
Amorfo	Estructura cristalina sin arreglo atómico; sin forma.
Asteroide	Uno de varios objetos de dimensiones variables ( desde menos de 1 km hasta más de 1000 km ), la mayoría de los cuales se sitúan entre las órbitas de Marte y Júpiter.
Astroblema	Estructura de impacto, una estructura geológica causada por el impacto a hiper-velocidad de un meteorode, asteroide o cometa.
Badeyalita	Un mineral compuesto de circon ( $ZrO_2$ ). Formado en impactitas como resultado de la descomposición del circon.
Bandas en Kink	Cambios angulares a través de interfaces planares en minerales con buen crecimiento, comúnmente micas, que cambian los patrones exhibidos a chevrónes.
Brecha	Roca elastica compuesta de fragmentos angulares de rocas y/o minerales incluidos en una matriz de grano fino.
Cohenita	Mineral constituyente en pequeña proporción de algunos meteoritos cuya composición es ( Fe, Ni, Co ) <sub>3</sub> C; sinónimo de cementina ( para la variedad artificial ).
Condrita	Una clase de meteorito pétreo caracterizada por la presencia de condritos, excepto para el tipo I ( condrita carbonosa ), que no contienen condritos pero están agrupadas con las condritas por razones químicas.
Condritos	Cuerpos silicatados esféricos a sub-esféricos encontrados en ciertos meteoritos pétreos y en algunas muestras lunares. Los condritos varían en tamaño desde mas

	de 10 mm hasta menos de 1 mm y principalmente se componen de vidrio, olivino, piroxenos, plagioclasas, o algunas combinaciones de estos minerales. Muestran evidencia de fusión parcial o total
<b>Criptovolcánico</b>	Es un término usado para describir estructuras geológicas, que se cree son originadas por algún proceso volcánico explosivo. Usado para describir estructuras geológicas, compuestas por estratos perturbados y/o brechas de grandes bloques, cuyo origen es desconocido
<b>Cubierta de Eyección</b>	(Ejecta Blanket) Capa que resulta de la caída del material expulsado durante un impacto, se encuentra dentro o circundando cráteres, por lo que se le asocia a estos, puede ser de geométricas variadas.
<b>Densidad de Cráteres</b>	Número de cráteres . generalmente de algún tamaño específico, por unidad de área; un indicador de edades relativas en porciones de superficies planetarias, aplicable sólo a impactos primarios.
<b>Devitrificación</b>	Cristalización de un vidrio en estado sólido.
<b>Extraterrestre</b>	Fuera de la Tierra, que no pertenece a la tierra o a sus materiales.
<b>Fladen</b>	Material vítreo expulsado durante un impacto que es suficientemente plástico para deformarse cuando cae de regreso a la superficie.
<b>Hipervelocidad</b>	Velocidad que excede la ordinaria, es la velocidad necesaria para abrir un cráter en alguna superficie planetaria. Comúnmente se considera que es de cuando menos 5 km/s.
<b>Impactita</b>	Roca vítrea fundida o parcialmente fundida que se forma por metamorfismo de choque.
<b>Lechatelierita</b>	Vidrio silíceo natural, sílice amorfo.
<b>Maskelinita</b>	Vidrio diapléctico de plagioclasa, que ahora se sabe ocurre en asociación con cráteres de impacto terrestres y lunares.
<b>Material de Eyección</b>	( Ejecta ) Es el material expulsado ya sea de un cráter por la acción de vulcanismo o un impacto meteorítico, o de un objeto estelar, tal como una supernova, por

	ondas de choque.
Mesostasis	Material intersticial vítreo de grano fino que ocupa los pequeños espacios entre cristales mayores en algunas rocas ígneas.
Meteorito	Objeto natural de origen extraterrestre que sobrevive a su paso a través de la atmósfera y choca con la superficie del planeta.
Meteoro	Fenómeno lumínico producido por el calentamiento friccional de un meteoróide cuando entra a una atmósfera planetaria. Si es particularmente grande se le llama bola de fuego ( fire ball ).
Meteoróide	Un pequeño objeto natural ( menor a 1 km ) en una órbita independiente en el Sistema Solar, probablemente un fragmento de un asteroide o un cometa.
Onda de Choque	Una onda compresional que al menos por un período de tiempo muy corto actúa sobre el material en el que ocurre un impacto a hipervelocidad o por una explosión.
Ondas de Alivio	Onda extensional que sigue inmediatamente del paso de una onda de choque o compresional.
Planetesimal	Cuerpo sólido de dimensiones subplanetarias que se acrecionan para dar lugar a cuerpos planetarios.
Rasgos Planares	Lamelas. Conjunto de planos paralelos específicamente orientados desarrollados en minerales como cuarzo y feldespatos, como resultado de metamorfismo de impacto. en su mayoría se componen de una face vítrea del mineral que los contiene.
Regolita	Una capa no consolidada compuesta de detritos formados durante impactos, que cubre superficies planetarias.
Roca de Fusión	( Impact Melt ) Porción de la superficie rocosa impactada por un proyectil a hipervelocidad que se funde como consecuencia del impacto en un cuerpo planetario.
Stishovita	Un polimorfo de silice de muy alta presión formado por el paso de una onda de

	<p>choque durante un periodo de tiempo muy breve, como consecuencia de un impacto</p>
Suevita	<p>Brecha de impacto, especialmente brechas de caída, que contienen inclusiones vitreas ( impactita ), así como fragmentos de rocas de las secuencias originales</p>
Velocidad de Escape	<p>Es la velocidad requerida para que un cuerpo escape al control gravitacional de un cuerpo planetario, velocidad requerida para cambiar de una órbita primaria a otra.</p>
Vidrio	<p>Material sólido, cuya composición química varía en un rango amplio y sin orden estructural atómico.</p>
Vidrio Diaplectico	<p>Vidrio formado en estado sólido de un mineral preexistente por la acción de ondas de choque o metamorfismo de choque.</p>